

ISSN 0004 4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXV - N° 3
Agosto - Setiembre
Buenos Aires 1980

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

(1979-1981)

Presidente: DR. VÍCTOR A. RAMOS; **Vicepresidente:** DR. VICENTE MÉNDEZ; **Secretario:** LIC. JULIO LAGE; **Tesorero:** LIC. GUILLERMO TURAZZINI; **Vocales Titulares:** LIC. ALFONSO GIUDICI, LIC. MARIO A. HERNÁNDEZ, LIC. JUAN VÍCTOR PLOSKIEWICZ; **Vocales Suplentes:** DRA. MILKA K. DE BRODTKORB, DR. JORGE CODIGNOTTO, LIC. A. PESCE.

REVISTAS Y PUBLICACIONES

Director: DR. FRANCISCO F. NULLO; **Coordinador:** LIC. J. VÍCTOR PLOSKIEWICZ.

COMITE EDITORIAL

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. CARLOS GORDILLO, DR. ENRIQUE LINARES, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. VÍCTOR RAMOS, DR. MARIO TERUGGI, y DR. MARCELO R. YRIGOYEN

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca.
Bariloche: Dra. Guida Aliotta, C.C. 1025, 8400 Bariloche.
Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca, Casa 8287, Bº S. Martín Oeste, 9000 C. Rivadavia.
Córdoba: Angel Maza, Corro 63, 2º, "16", 5000 Córdoba.
Jujuy: José Andrés Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 Jujuy.
Chaco: Lic. Ramón Vargas, Av. Sabin, 3500 Resistencia Chaco.
La Rioja: Dr. Roberto Zolezzi, C.C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.
La Plata: Dr. Ricardo Varela, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata.
Mendoza: Lic. J. C. Zanettini, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.
Mina Aguilar: Dr. Bagalciaga, Departamento de Geología - 4634.
Neuquén: Dr. Eloy L. Depiante, C.C. 44, 8300 Neuquén.
Plaza Huincul: Dr. Carlos A. Muñoz, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.
Rawson: Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518, 9103 Rawson.
Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.
Río Turbio: Lic. Juan C. Danderfer, C.C. 147, 9407, Río Turbio, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabo de Greco, ITMAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.
San Juan: Dr. Juvenal Jorge Zambrano, Gral. Acha 343 Sur. 1º piso, 5400 San Juan.
San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2912, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Señor Carlos Juan Schulz, San Juan 564, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Dr. Hugo Alberto Peña, Miguel Lillo 205, Bº Independencia, 4000 Tucumán.
Vespucio (Salta): Lic. Juan C. Elissonde, Distr. Geol YPF, 4562 Vespucio.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, Cochabamba 54, 3º piso, 1064 Bs. Aires.
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Dra. Mirta Gamba, Libertador 8250 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Dr. Jorge F. Kimsa, Mitre 3100, 1663 San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 63 (1426).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos Azcuy, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas: Lic. Eleonora Nóbile de Ruiz Huidobro, Viamonte 542, 3º piso, 1053 Buenos Aires.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldis, Angel Gallardo 470 (1405).
Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).
Secretaría de Minería: Lic. Marta Godeas, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dr. Gualter Chebli, Diagonal Norte 777 (1035).

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Seção de Bioestratigrafia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Río de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geologia, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Röster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.
Chile: Dr. John Davidson, Dep. Geol. Univ. Chile, Casilla 13518 - C. 21. Santiago.
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

SEDIMENTITAS TRIASICAS AL SUR DE SIERRA GRANDE (PROVINCIAS DE RIO NEGRO Y CHUBUT)

JUAN CARLOS M. ZANETTINI

Resumen

Se describen los perfiles litológicos de las Formaciones Puesto Piris y El Refugio en la comarca de Sierra Grande, provincias de Río Negro y Chubut, y se postula para ellas una edad Triásica media a superior.

Introducción

Durante los trabajos de prospección geológico-geofísica de mineral de hierro desarrollados por la Dirección General de Fabricaciones Militares en la comarca de Sierra Grande (1976-78), tuvimos oportunidad de observar afloramientos de sedimentitas continentales de edad Triásica.

El motivo de la presente contribución es dar a conocer una descripción de dichos afloramientos, dado que las realizadas por distintos estudiosos de la comarca han sido suscintas y, en un caso, la manifestación sedimentaria atribuida a la Formación Sierra Grande de edad Siluro-devónica.

Para las edades radimétricas que se mencionarán se ha tenido en cuenta la escala del Simposio sobre el Fanerozoico realizado en Londres en 1964 y sus modificaciones de 1971.

Ubicación

La comarca donde se llevó a cabo el reconocimiento se sitúa en los extremos sudeste de la provincia de Río Negro y nordeste de la provincia de Chubut. Dentro de ella el centro poblado más importante es la localidad de Sierra Grande.

Investigaciones anteriores

Arnolds (1952) indicó la presencia de conglomerados y areniscas al sur de Sierra Grande, es decir fue el primero en dar noticias de los afloramientos que se encuentran en Mina Las Mellizas (Río Negro).

Abstract

This paper describes the litological sections of the Puesto Piris and El Refugio Formations in the Sierra Grande area, which is located in the Río Negro and Chubut provinces. For both of them is suggested a Middle to Upper Triassic age.

Estas sedimentitas fueron consideradas por Valvano (1954) como constituyentes de la base de su Serie Volcánica (= Formación Marifil) a la que asignó edad Jurásica siguiendo a Feruglio (1949).

De Alba (1964) sustenta igual criterio en su descripción geológica de la hoja Sierra Grande.

Klammer (1964) describió suscintamente estos afloramientos como unidad independiente del Complejo Porfírico (= Formación Marifil) considerando a las sedimentitas de origen marino.

Stipanovic *et al.* (1968) y Stipanovic y Methol (1972) se refirieron a ellas transcribiendo las consideraciones de Arnolds y Klammer.

Núñez *et al.* (1975) transcribieron lo dicho por Klammer y asimilaron estas manifestaciones a su Formación Puesto Piris.

Los afloramientos de la estancia El Refugio (Chubut) fueron brevemente descritos por Cortés (1978), quien los correlacionó con la Formación Sierra Grande aclarando que al momento de publicar el trabajo no se habían realizado estudios microscópicos.

Síntesis estratigráfica

En la comarca donde afloran las Formaciones que describiremos se encuentra una serie de unidades estratigráficas claramente distinguibles por su litología.

Las rocas más antiguas aflorantes son epimetamorfitas de edad Eopaleozoica (Braitsch, 1965), correlacionables con las Ectinitas El Jagüelito (Ramos, 1975), intruidas por granodiorita de la Formación

This One



F82L-FFR-74PK^{al} protegido por derechos de autor

Punta Sierra (Núñez *et al.*, *op. cit.*) de edad Silúrica inferior de acuerdo con dataciones radimétricas. Sobre ellas y en discordancia angular se disponen conglomerados, areniscas y lutitas siluro-devónicas de la Formación Sierra Grande (Müller, 1965).

Las Ectinitas se hallan intruidas por rocas graníticas permo-triásicas correspondientes al Granito Sierra Pailemán (Stipanovic y Methol, *op. cit.*) y al Granito La Irene (Haller, 1976, 1978), unidades éstas que se correlacionan. El Granito Sierra Pailemán intrusión, además, a la Formación Sierra Grande.

Siguiendo en la columna estratigráfica se encuentran, dispuestas en discordancia sobre las anteriores unidades, las sedimentitas triásicas de las Formaciones, Puesto Piris y El Refugio, motivo de este trabajo.

Las unidades mencionadas están cubiertas, discordancia por medio, por rocas efusivas de la Formación Marifil (Malvicini y Llambías, 1974) de edad Jurásica inferior a media en la comarca (Núñez *et al.*; Núñez, E., *com. epist.*; Nakayama *et al.*, 1978, entre otros).

El Cretácico superior y el Terciario están representados por las sedimentitas de las Formaciones, Roca (Doerin^a, 1882), Salamanca (Ihering, 1903) y Patagonia (F. Ameghino, 1894) cuyas edades Maastrichtiana superior-Daniana, Paleocena y Oligocena, respectivamente, son determinables por el contenido fosilífero.

Finalmente se encuentran los sedimentos terrazados pleistocenos de la Formación Tehuelche y materiales de acarreo recientes y actuales que en general cubren a las antedichas entidades.

Formación Puesto Piris

Núñez *et al.*, nominaron Formación Puesto Piris a un conjunto de conglomerados, areniscas conglomerádicas y calcáreas, tobas y calizas aflorantes en la comarca de Valcheta. Dada su posición estratigráfica y litología semejante asimilaron a dicha unidad las sedimentitas aflorantes en Sierra Grande, criterio que compartimos.

La unidad se manifiesta en la Loma de las Panzas, donde se ubica el yacimiento de fluorita Las Mellizas, nueve kilómetros al sur de Sierra Grande (provincia de Río Negro).

Se encuentra apoyada en discordancia sobre la Formación Sierra Grande y sobre

granodiorita neopaleozoica que intruye a esta entidad; discordantemente es sobrepuesta por la Formación Marifil y en general está encapada por derrubio.

Acusa 60 m de espesor y de piso a techo el perfil litológico muestra: Formación Sierra Grande - Granito Sierra Pailemán (granodiorita)

— — — — — discordancia — — — — —

18,00 m de conglomerado color pardo oscuro compuesto por rodados angulosos y subangulosos de cuarcitas y areniscas de la Formación Sierra Grande y, en menor proporción, de granodiorita, distribuidos de manera caótica en una matriz de arenisca de grano grueso; el tamaño dominante de los rodados varía de 0,5 a 10 cm de diámetro, les siguen en proporción los de 20 a 30 cm y, en menor cantidad, se encuentran bloques de 60 cm y hasta un metro de diámetro.

Carece de estratificación aunque localmente ella está dada por la intercalación de bancos de arenisca de grano grueso de dos a 10 cm de espesor.

2,70 m de tobas silicificadas y carbonatizadas de grano fino y colores pardo oscuro y gris verdoso, dispuestas en estratos de cinco a 15 cm de potencia.

5,00 m de calizas bituminosas de grano fino y color pardo grisáceo oscuro, dispuestas en bancos de 15 a 20 cm y algunos de hasta 70 cm de espesor; localmente han sufrido reemplazo metasomático por fluorita y calcedonia.

1,20 m de ftanitas de grano fino y colores gris y pardo amarillento claro, formadas por bandas de calcedonia y cuarzo cripto a microcristalino; localmente estos minerales reemplazan a carbonatos de distinta composición dispuestos en bandas alternantes.

0,80 m de calizas de grano fino y color pardo grisáceo oscuro, dispuestas en estratos de 15 a 35 cm de espesor, incipientemente reemplazadas por calcedonia.

1,90 m de grauvacas y areniscas ferruginosas de grano fino y color pardo rojizo, con cristales de magnetita diseminados, dispuestas en estratos de cinco a 10 cm de espesor. Al microscopio las grauvacas están constituidas por cristaloclastos subangulosos de cuarzo, feldespato y algo de biotita en una matriz compuesta por una mezcla de clorita, sericita y algo de cuarzo microcristalino. Las areniscas están constituidas por

cuarzo subanguloso cementado por óxido de hierro.

30,00 m de areniscas tobáceas de grano grueso y color pardo rojizo oscuro, dispuestas en estratos de 10 a 25 cm de potencia de forma lenticular en algunos casos; se hallan esporádicas intercalaciones de bancos de toba gris verdosa de hasta 40 cm de espesor y en la parte inferior de la sección se encuentra localmente un banco de lutitas blanco verdosa de 30 cm de espesor. Microscópicamente las areniscas están constituidas por cristaloclastos subangulosos a subredondeados de cuarzo, feldespato, mafitos y fragmentos de ftanitas y epimetamorfitas en una matriz cloritizada y sericitizada rica en óxido de hierro.

----- discordancia -----

Formación Marifil

Formación El Refugio

Proponemos la denominación de Formación El Refugio para las sedimentitas que, dada su parcial similitud macroscópica, fueron brevemente descriptas y consideradas como Formación Sierra Grande por Cortés (*op. cit.*).

Si bien no hemos realizado la medición de espesores de secciones, por lo cual la descripción no se ha de ajustar estrictamente al Código de Nomenclatura Estratigráfica, la propuesta de un nuevo nombre para esta unidad se basa en la ausencia de conglomerado basal y de calizas, como así también en una mayor participación de elementos piroclásticos, lo que la diferencian de la Formación Puesto Piris.

Los afloramientos se encuentran ubicados en la provincia de Chubut, 70 km al sur de Sierra Grande, en los alrededores y cinco kilómetros al sur de la estancia El Refugio de E. Iriarte y en el cerro Chenque.

Se dispone en discordancia sobre las Ectinitas El Jagüelito y, probablemente, sobre rocas graníticas correlacionables con el Granito La Irene por sus caracteres petrográficos.

Si bien el contacto con el granito se halla oculto, inferimos una relación discordante basándonos en la proximidad de los afloramientos graníticos, en la ausencia de metamorfismo de contacto en la Formación El Refugio y en la presencia, en los estratos basales de ésta, de fenoclastos subangulosos

de granito similar y de minerales que indican un aporte granítico cercano.

Mediando discordancia la unidad considerada es cubierta por la Formación Marifil y además intruida por diques de esta entidad.

En las manifestaciones alrededor de la estancia El Refugio alcanza aproximadamente 780 m de espesor, estimados sobre fotografía aérea. Comienza con grauvacas líticas de grano fino a mediano y color pardo rojizo entre las que se intercalan lutitas de grano fino e igual color y delgado bancos lenticulares de conglomerados. La estratificación es fina a mediana.

Al microscopio las grauvacas se componen de cristaloclastos subangulosos de cuarzo, feldespato, minerales de rocas plutónicas tales como biotita y hornblenda y fragmentos de cuarcita, pizarra y lutita caóticamente distribuidos en una matriz abundante compuesta por una mezcla de clorita, sericita y algo de cuarzo microcristalino y hematita en agregados terrosos. Los conglomerados se integran con clastos subangulosos de cuarzo, cuarcita, pizarra y lutita de hasta 1,5 cm de diámetro en matriz de arenisca de grano mediano.

Hacia arriba continúan grauvacas y grauvacas líticas de grano fino y colores gris mediano a oscuro y gris verdoso de composición similar a las anteriores; en algunos bancos se hallan dispersos fenoclastos subangulosos de cuarzo, epimetamorfitas y granito rosado de hasta dos cm de diámetro. La estratificación es fina a mediana y en algunas superficies de estratos se observan óndulas simétricas de escasa amplitud.

En el techo se encuentran areniscas cuarzosas de grano fino y colores blanco grisáceo y gris oscuro, formadas por cristaloclastos subangulosos de cuarzo y escasos de feldespato cementados por sílice, estratificadas en

En los afloramientos situados al sur de la estancia El Refugio la unidad alcanza aproximadamente 2.360 m de potencia (estimados sobre fotografía aérea), comenzando la secuencia al sudeste del molino.

Se inicia con areniscas deleznales de colores grises y blanco crema, con intercalaciones de arcosas de grano fino color gris mediano rosado y areniscas tobáceas de grano mediano color blanco grisáceo teñidas de pardo rojizo por óxidos de hierro; los estratos son de mediana potencia.

Microscópicamente las arcosas están compuestas por cristaloclastos subangulosos y redondeados de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y epimetamorfitas, siendo el

cemento muy escaso y arcilloso. La composición de las areniscas tobáceas es similar a la descrita para el tramo superior de la Formación Puesto Piris.

Continúan areniscas cuarzosas y tobáceas de color gris claro, en estratos de mediano espesor localmente cruzados, con intercalaciones de grauvacas de grano fino color pardo rosado claro, en estratos finos a medianos, y cuerpos lentiformes de ftanita gris que toma coloración rojiza por oxidación.

La composición microscópica de las rocas es similar a las ya descritas; la ftanita es criptocristalina densa formada por calcedonia con estructura sal y pimienta como así también en agregados rodeados de cuarzo granular.

Siguen hacia arriba areniscas impuras de grano fino, de colores gris claro y verde olivo, limolitas de grano muy fino color gris claro y lutitas color gris verdoso claro y pardo grisáceo con moldes de piritita oxidada; se intercalan algunas lentes de conglomerados finos. Los estratos son de mediano espesor y se encuentran óndulas simétricas.

Al microscopio se observa que estas sedimentitas están constituidas por cristaloclastos subangulosos de cuarzo en una matriz compuesta por una mezcla de clorita, sericita y material arcilloso.

Por encima se disponen, con estratificación mediana a gruesa, ortocuarcitas de grano fino color pardo grisáceo claro y blanco rosado y areniscas ferruginosas de grano fino color pardo rojizo por el cemento hematítico.

En la parte superior se encuentran tobas silicificadas de color gris verdoso claro y areniscas tobáceas y grauvacas color gris mediano, con estratificación fina; localmente se intercala una lente de arenisca tobácea muy silicificada color pardo claro. Microscópicamente no difieren de otras rocas similares mencionadas.

En su conjunto y en algunos sectores con mayor intensidad la Formación presenta silicificación masiva y, en partes, en venillas; en algunas fallas que la afectan la roca se encuentra brechada y silicificada, con mineralización de origen hidrotermal y formación de "sombrosos de hierro".

En el cerro Chenque (fig. c), localizado 45 km al este-sudeste de la estancia El Refugio, próximo a la laguna La Salina y a 3,5 km al sudeste de la estancia Conrad, cubriendo una superficie de 0,135 km², afloran areniscas tobáceas en parte muy silicificadas, algunas grauvacas y lutitas de colores grises y blanquecinos, fracturadas y

atravesadas localmente por venillas de cuarzo.

La manifestación sobresale de sedimentos modernos y no se observan contactos con unidades más antiguas o más jóvenes.

Dado que las sedimentitas presentes y las características de la ocurrencia son similares a las de la Formación El Refugio incluimos en esta unidad el afloramiento del cerro mencionado.

Ambiente de sedimentación

Las condiciones de sedimentación de ambas unidades responden a un ambiente continental de alta energía mecánica en general y denotan una facies posorogénica en una comarca de cierta inestabilidad tectónica.

El fanglomerado basal de la Formación Puesto Piris muestra un escaso transporte por ríos de características torrenciales propias de abanicos aluviales. Los sedimentos más finos que siguen hacia arriba representan depósitos de llanura aluvial con predominio de corrientes de agua densas, con intercalación de un régimen lacustre en período de tectonismo estable indicado por las calizas.

Las condiciones de deposición de la Formación El Refugio no difieren de la anterior. Aunque en este caso hay ausencia de calizas, ellas podrían estar representadas en las intercalaciones de ftanita. Lapsos de estabilidad tectónica estarían señalados por la ocurrencia de ortocuarcitas y lutitas; éstas, junto con la presencia de óndulas simétricas, nos indicarían por otra parte la imposición de un régimen lacustre.

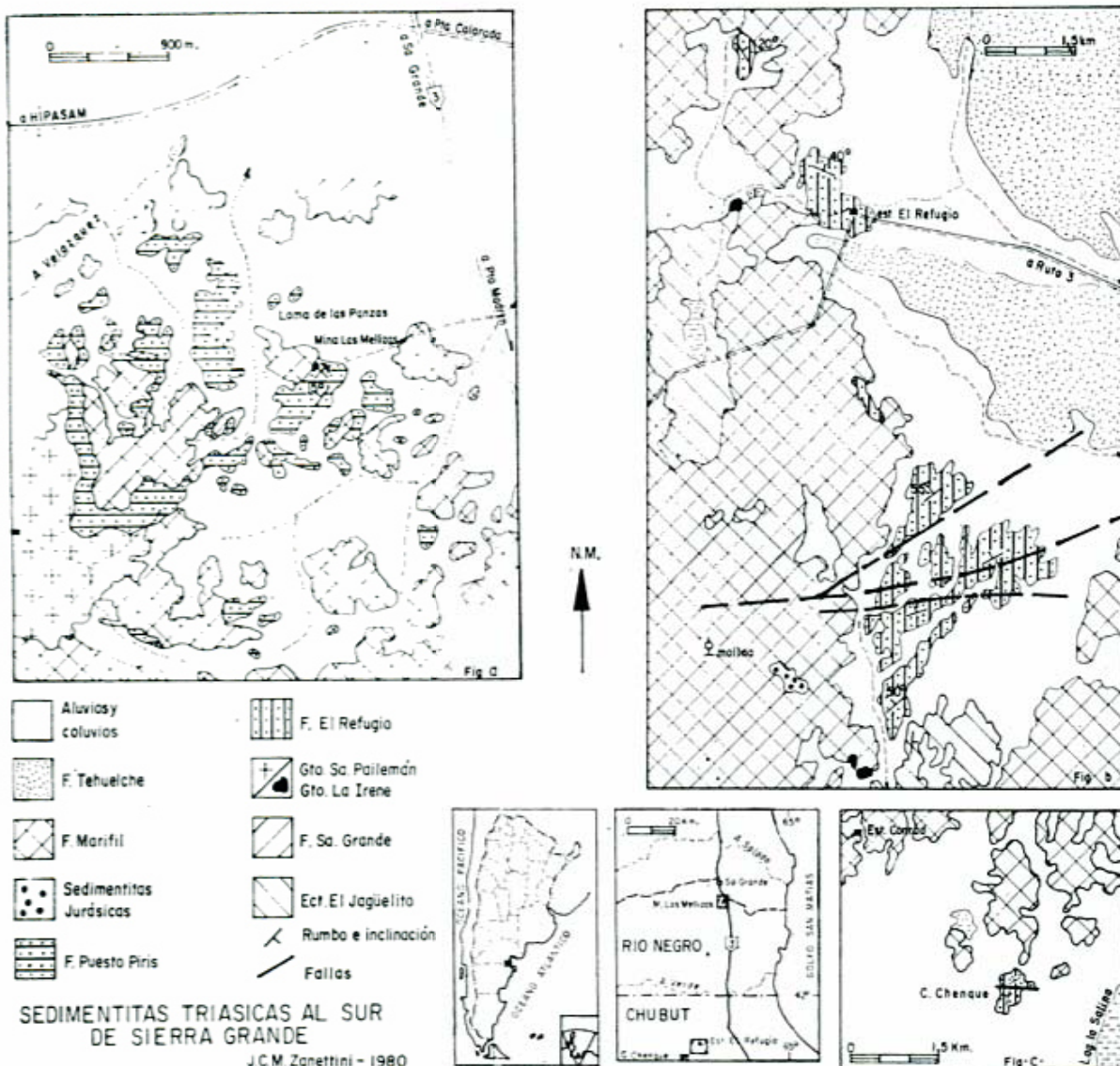
Las tobas y areniscas tobáceas de ambas entidades ponen de manifiesto una actividad volcánica coetánea.

Edad

Las sedimentitas que constituyen la Formación Puesto Piris al ser incluidas en la Formación Marifil fueron consideradas de edad Jurásica por Valvano y de Alba.

Klammer les asignó una edad Liásica mientras que Braccini (1968) opinó que podrían corresponder al Triásico más alto o bien al Liásico inferior. Núñez *et al.*, las ubicaron en el Triásico.

La ausencia de restos fósiles o, por lo menos, no hallados por nosotros no permite



situar temporalmente con certeza (dentro del Triásico) a las unidades descriptas en este trabajo.

La Formación Puesto Piris se asienta en discordancia sobre sedimentitas siluro-devónicas (Formación Sierra Grande) y sobre granodiorita que correlacionamos con el Granito Sierra Pailemán cuya edad radiométrica varía de 270 ± 10 a 230 ± 40 m. a. (Stipanovic *et al.*; Stipanovic y Methol), es decir Pérmico-Triásico inferior. La granodiorita está presente, como dijimos, en el conglomerado basal.

En su perfil tipo de la comarca de Valcheta los conglomerados de la Formación Puesto Piris contienen clastos de granito que se ubican en el límite Triásico Inferior-Medio (230 ± 10 m. a.) (Nuñez *et al.*).

La Formación El Refugio se apoya en discordancia sobre epimetamorfitas cambro-

ordovícicas (Ectinitas El Jagüelito) y en sus estratos basales contiene, entre otros, clastos de granito rosado y de minerales que indican un aporte granítico cercano. En las inmediaciones afloran rocas graníticas rosadas y aunque el contacto de ellas con la Formación no es visible, inferimos una probable discordancia por lo expuesto al comienzo del capítulo referido a dicha unidad.

Las rocas graníticas de la estancia El Refugio muestran semejanzas petrográficas y de yacencia con el Granito La Irene, aflorante al sur de la comarca, cuya edad radiométrica de 240 ± 10 m.a. (Haller, 1978) lo sitúa en el límite Pérmico-Triásico.

Las unidades sedimentarias consideradas están superpuestas, discordancia por medio, por las efusivas de la Formación Marifil que en la comarca han acusado edades radi-

métricas de 196 ± 10 a 160 ± 10 m.a. (Núñez *et al.*; Núñez, *com. epist.*) es decir edad Jurásica inferior a media. Diques de la misma entidad atraviesan a la Formación El Refugio en la estancia homónima.

Sintetizando, las Formaciones están limitadas en la base por rocas del Paleozoico-Triásico inferior y por rocas del Jurásico inferior a medio en el techo.

Teniendo en cuenta el carácter tobáceo de parte de sus componentes y las tobas intercaladas, las dos unidades pueden ser contemporáneas con la efusión de las porfiritas de la Formación Los Menucos (Stipanovic, 1967), aflorante a occidente de la comarca, cuya edad radimétrica oscila entre 215 y 225 m.a. (Stipanovic y Methol).

En consecuencia la edad de las Formaciones Puesto Piris y El Refugio queda restringida al Triásico medio a superior.

Sedimentitas Jurásicas

Al sudeste del molino (fig. b) se manifiesta un ortoconglomerado polimítico constituido por clastos tamaño grava, subredondeados a redondeados, de cuarzo, cuarcita, ftanita, pizarra, arenisca ferruginosa y lutita distribuidos en una matriz de arenisca ferruginosa color pardo.

Hacia arriba en concordancia siguen areniscas tobáceas lajosas color blanco grisáceo claro con partes teñidas por limonitas pardo amarillentas, compuestas por cuarzo y fragmentos de cuarcita, pizarra y lutita engastados en una matriz de vidrio devitrificado, abundante material arcilloso y escaso material sericítico.

La base de la manifestación está oculta por sedimentitas modernos y hacia arriba pasa a riolitas de la Formación Marifil, pero la relación de contacto con éstas no es clara debido a una cubierta detrítica, de manera que no es posible decir si existe continuidad o discordancia.

Este afloramiento fue considerado por Cortés como perteneciente a la Formación Puesto Piris, pero a nuestro entender caben

dos posibilidades: se correlaciona con la Formación El Refugio o bien corresponde a la Formación Marifil.

El aislamiento de la manifestación con respecto a la Formación El Refugio no permite establecer a qué nivel puede pertenecer o si se encuentra estratigráficamente por debajo o por encima de ella. Por otra parte existen diferencias petrográficas micro y macroscópicas con la unidad antedicha (grado de redondez de los clastos, aspectos de las areniscas tobáceas, ausencia de silicificación generalizada) que más bien alejan una correlación con aquella entidad y, aún, con la Formación Puesto Piris localizada en Loma de Las Panzas.

En cambio se observa cierta afinidad con secciones sedimentarias de la Formación Marifil. Por la cubierta aluvial no es posible decir si el conglomerado es basal o se encuentra intercalado en dicha entidad, pero las particularidades micro y macroscópicas de las areniscas tobáceas son semejantes a las de rocas similares que se presentan como intercalaciones en las riolitas de la Formación Marifil (Zanettini *et al.*, 1979). Intercalaciones de sedimentitas que denotan facies fluviales y lacustres son descritas por Núñez *et al.*, Nakayama *et al.*, y Zanettini *et al.*, para esa unidad.

En consecuencia con lo expuesto consideramos que las sedimentitas aflorantes al sudeste del molino no corresponden a la Formación Puesto Piris sino que podrían ser correlacionables con manifestaciones similares intercaladas en la Formación Marifil, de edad Jurásica inferior a media en la comarca.

Agradecimientos

Expresamos nuestro agradecimiento a las autoridades de la Dirección General de Fabricaciones Militares por permitir la publicación de este trabajo y a la Licenciada Graciela Santamaría por los estudios petrográficos.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F., 1894. *Enumerática synoptique des especes de mamiferes fossiles des formations éocenes de Patagonie*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol. XIII: 259-445, Córdoba.
- Arnolds, A., 1952. *Aspectos generales de la geología y geomorfología del distrito Sierra Grande (Provincia de Río Negro)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VII (2): 131-142, Buenos Aires.

- Braccacini, O., 1968. *Panorama general de la geología patagónica*. III Jorn. Geol. Arg., I, Comodoro Rivadavia.
- Braitsch, von O., 1965. *Das Paläozoikum von Sierra Grande (Prov. Río Negro, Argentinien) und die altkaledonische Faltung im östlichen Andenvorland*. Sonderd. Geol. Rundsch., Band 54, 698-714, Stuttgart.
- Cortés, J. M., 1978. *Primeros afloramientos de la Formación Sierra Grande de la Provincia del Chubut*. VII Cong. Geol. Arg., I: 481-487, Neuquén.
- De Alba, E., 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 41 j, Sierra Grande (Provincia de Río Negro)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 97, Buenos Aires.
- Doering, A., 1882. *Informe oficial de la comisión científica agregada al Estado Mayor General de la expedición al Río Negro (Patagonia)*. Entr. III, Geol., 299-530, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. Yac. Petr. Fisc., Buenos Aires.
- Haller, M., 1976. *Nuevos afloramientos de metamorfitas e intrusivos en la Patagonia Extraandina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (2): 141-142, Buenos Aires.
- 1978. *Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn, provincia de Chubut, República Argentina*. VII Congr. Geol. Arg., I: 285-297, Neuquén.
- Ihering, H., 1903. *Les brachiopodes tertiaires de Patagonie*. An. Mus. Nac. Bs. As., II, Buenos Aires.
- Klammer, G., 1964. *Die Paläozoischen Eisenerze von Sierra Grande, Argentinien*. Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, XVII, 10: 534-541.
- Malvicini, L. y E. Llambías, 1974. *Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, Provincia de Chubut*. V Congr. Geol. Arg., II: 185-202, Buenos Aires.
- Müller, von H., 1965. *Zur Altersfrage der Eisenerzlagertätte Sierra Grande, Río Negro, in Nordpatagonien Aufgrund Neuer Fossilfunde*. Sonderd. Geol. Rundsch., Band 54: 715-732, Stuttgart.
- Nakayama, C., J. C. Sciutto, E. Castrillo y C. Fernández, 1978. *Contribución al conocimiento geológico del sector noreste de la provincia de Chubut*. VII Congr. Geol. Arg., I: 657-670, Neuquén.
- Núñez, E., E. W. de Bachmann, I. Ravazzoli, A. Britos, M. Franchi, A. Lizuain y E. Sepúlveda, 1975. *Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncurá Provincia de Río Negro, República Argentina*. IIº Congr. Ibero-Amer. Geol. Económ., IV: 247-266, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1975. *Geología del sector oriental del macizo nordpatagónico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX, 3: 274-285, Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N., 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII: 101-133, Buenos Aires.
- Stipanovic, P. N. y E. J. Methol, 1972. *Macizo de Somuncurá*, en Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, pág. 581-599, Córdoba.
- Stipanovic, P. N., F. Rodrigo, O. L. Baulies y C. G. Martínez, 1968. *Las Formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII (2): 67-98, Buenos Aires.
- Valvano, J. A., 1954. *Génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Grande*. Asoc. Geol. Arg., Rev. IX (4): 193-209, Buenos Aires.
- Zanettini, J. C. M., E. E. Rossi y R. Curcio, 1979. *Prospección geológica-geofísica de mineral de hierro en la zona Valcheta-Sierra Grande, sector Sierra Grande, provincias de Río Negro y Chubut*. Dir. Gen. Fab. Mil., Mendoza, inédito.

Recibido: 26-4-70 / 30-4-80.

JUAN CARLOS M. ZANETTINI

Direc. Gral. de Fabr. Militares
Casilla de Correo 160
5500 Mendoza

CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS Y LITOLÓGICAS SOBRE LA FORMACION FRAY BENTOS (OLIGOCENO INF-MEDIO) DE ARGENTINA Y URUGUAY.

RAFAEL HERBST

Resumen

En el presente trabajo se redefinen los sedimentos atribuidos a la Formación Fray Bentos en Argentina; luego de un breve resumen de antecedentes, se brinda una somera descripción litológica, se dan datos sobre espesor, distribución areal, relaciones con infra- y suprayacentes y se confirma la edad oligocena inferior-medio en base a un elenco de vertebrados fósiles encontrados en Corrientes. Se establecen relaciones litológicas y faunísticas con los sedimentos homónimos de Uruguay que justifican el uso del nombre formacional.

Los "calcáreos" de Corrientes originalmente incluidos en la Formación Arroyo Castillo (que desaparece como nombre) se separan en dos unidades: una parte pasa a constituir la Formación Pay Ubre del Cretácico superior y otra parte pertenece a la Formación Fray Bentos.

Finalmente se brindan unas breves consideraciones sobre la posibilidad de correlacionar la Formación Fray Bentos con la hasta ahora poco conocida y vagamente definida Formación Chaco, del subsuelo de la cuenca "Chaco-Pampeana".

Introducción

La existencia de "cales", "calizas", "calcáreos" o "toscas calcáreas" ya era conocida en Corrientes desde la época de D'Orbigny. Pero durante un largo tiempo existió bastante confusión con respecto a la estratigrafía, debido probablemente al escaso conocimiento de campo. De esta manera, todavía Bonarelli y Longobardi (1929) en su excelente trabajo adjudican las calizas de la zona de Mercedes y Curuzú Cuatiá al "...horizonte superior de la Serie Mesopotámica"... que era igual al Araucanense, esto es, de edad pliocena. Ciertos autores más modernos, como por ejemplo Castellanos (1965), aunque con una terminología un poco diferente, siguen reproduciendo estos juicios, a pesar que ya en 1899 se había descubierto y publicado el hallazgo de *Ameghinotherium curuzucua-tiense* Podestá, de las calizas de Curuzú

Abstract

Sediments belonging to the Fray Bentos Formation of Argentina are redefined. After a short review of previous works, a brief lithological description as well as data on thickness, areal distribution and relations are given. The Lower-Middle Oligocene age is confirmed with a fossil vertebrate assemblage found in Corrientes. Lithologic and faunistic relations are established with the homonymous sediments for Uruguay.

The "calcareous sedimentites" from Corrientes, previously included in the Arroyo Castillo Formation (a name that is eliminated) are separated in two units: part of them are included in the new Pay Ubre Formation (Upper Cretaceous) while part of them remain in the Fray Bentos Formation.

Finally a few lines are devoted to the possibility of correlating Fray Bentos with the poorly known Chaco Formation from the "chaco-pampean" basin.

Cuatiá, que indicaba una edad bastante más antigua, Oligoceno *lato sensu* por lo menos.

Si bien los geólogos del Comando de Ingenieros del Ejército Argentino, que levantaron en forma expeditiva numerosas Hojas Geológicas en la provincia de Corrientes, se refirieron en muchas oportunidades a la "Serie de Fray Bentos" o al "Terciario antiguo", el primero que describe de una manera más formal, como "capas de Fray Bentos" a esta Formación, fue Martínez (1950). Este autor distingue las "capas de Fray Bentos" de los "Calcáreos de Curuzú Cuatiá" como unidades diferentes y no solamente brinda una somera pero bastante ajustada descripción litológica, sino que intenta acomodar la ubicación estratigráfica de esta unidad entre "...los Calcáreos de Curuzú Cuatiá (= "Horizonte Castellense"

de Podestá)... del Oligoceno" y los "...mantos de arenas rojizas con rodados de los Estratos Araucanenses... atribuibles al Plioceno". Aparentemente con esta definición la Formación Fray Bentos quedaba estratigráficamente bien localizada y cronológicamente ubicada en el Mioceno *lato sensu*.

Algunos autores posteriores, como Battaglia (1964), aunque no específicamente con la designación de Formación Fray Bentos, se refiere a los "calcáreos brechosos" y los compara estrechamente con los de Uruguay, siempre manteniendo una edad miocena para los mismos.

Posteriormente Herbst (1971) retoma las investigaciones estratigráficas en la provincia de Corrientes dando nombres formales (de acuerdo con el Código Estratigráfico) a las unidades presentes y denomina: Formación Arroyo Castillo a los "...calcáreos duros de Curuzú Cuatiá y Mercedes" y Formación Fray Bentos a los "...limos terrosos de color rosado, en parte con calcáreo...". La primera Formación fue atribuida al Oligoceno medio merced a la presencia de *Ameghinotherium* (un Nothungulata, Mesotheriidae, de indudable afinidades con *Trachytherus*, una forma típica del Deseadense de la Patagonia), y la segunda fue nuevamente asignada al Mioceno (*lato sensu*) principalmente por su posición estratigráfica, y siguiendo la opinión más generalizada de los autores uruguayos.

Ultimamente Gentili y Rimoldi (1979), respetando la subdivisión en dos unidades entre "calizas" y "limolitas", designan a éstas últimas como Formación Arroyo Avalos, separándola de la Formación Arroyo Castillo mediante una discordancia erosiva. Para la Formación Arroyo Castillo estiman una edad oligocena superior y para la Formación Arroyo Avalos una edad miocena inferior a medio.

La continuación de los trabajos de campo en relación con la elaboración del Mapa Geológico de Corrientes (Herbst y Santa Cruz, en preparación), el descubrimiento de una fauna fósil en varios sitios de la provincia (Alvarez, 1978) así como la clasificación del problema de la edad de varias unidades en el Uruguay (*vide* Ferrando y Daza, 1974; Bossi *et al.*, 1975 y Ferrando *com. verb.*, 1978) permiten ahora afinar mucho más la estratigrafía local, y brindar un esquema diferente a los anteriores.

Formación Fray Bentos

Sinonimia: Para Argentina: Horizonte Castellense (Podestá, 1901); "calcáreos brechosos de Curuzú Cuatiá" y "brechas calcáreas de Curuzú Cuatiá" (auctorum); "Terciario Antiguo" y "serie de Fray Bentos" (geólogos del C.I.E., 1948-1952); "calcáreos de Curuzú Cuatiá y capas de Fray Bentos" (Martínez, 1950); "Entrerriense" pro parte (Castellanos, 1965); Formación Arroyo Castillo pro parte y Formación Fray Bentos (Herbst, 1971); Formación Arroyo Castillo pro parte y Formación Arroyo Avalos (Gentili y Rimoldi, 1979); para Uruguay: Estratos de Punta Gorda (Walther, 1919 y 1930); "Santaluciense" y "Palmirense" (Kraglievich, 1932); "Capas de Fray Bentos" (Lambert, 1939 y 1941); Formación Fray Bentos (Bossi, 1966; Ferrando y Daza, 1974; Bossi *et al.*, 1975).

Litología: Esencialmente la unidad está compuesta por areniscas muy finas a limos, con cementos desde puramente arcillosas hasta calcáreo-arcillosas. Su color es típico y característico a través de grandes extensiones, pardo rosado a rosado (citado casi siempre como "típico anaranjado" en la literatura uruguaya) y en algunas áreas tendiendo a más rojizo en los términos superiores, sobre todo donde es menos calcáreo. Su dureza es variable, mayor donde predomina el cemento calcáreo, hasta bastante friable en algunos sectores. Ocasionalmente el sedimento está algo silicificado, adquiriendo entonces su máxima dureza. En Uruguay sobre todo, donde afloran espesores mayores, puede formar barrancas relativamente altas, bastante verticales. Los términos basales muchas veces están constituidos por niveles de "brechas", que en realidad son conglomerados de clastos angulosos; en general la litología de estos clastos es función del material infrayacente: dominan en muchas áreas los basaltos, en muchos lugares hay cuarcitas y silice, y a veces como en Juan Lacaze (Dpto. Colonia) en Uruguay se pueden observar abundantes clastos más o menos angulosos del granito que en esa localidad constituye la base. También es característico que en distintos niveles de la Formación se presenten abundantes concreciones, de la propia arenisca, algo más fuertemente cementados por el carbonato de calcio. A su vez, este carbonato puede presentarse diseminado o concentrado localmente, constituyendo casi verdaderas calizas

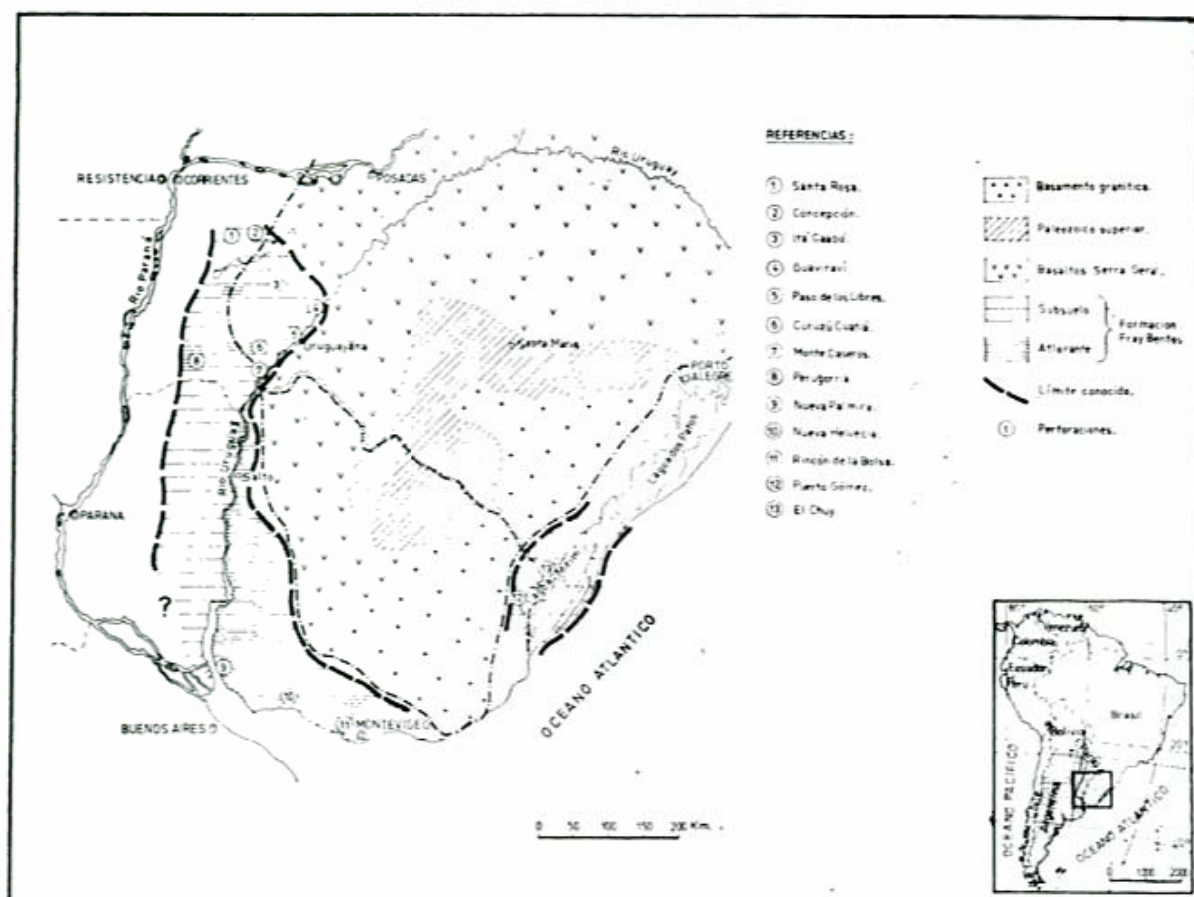


Figura 1

(que en algunas regiones fueron explotadas antiguamente). En general la estratificación es poco visible o notoria, carácter que le confiere aspecto masivo a los sedimentos; no obstante, en los niveles basales (conglomerádicos) la estratificación suele ser más visible por la disposición de los clastos en "capas"; suele ser también un poco más evidente en los términos superiores, menos calcáreos, de la Formación.

Ferrando y Daza (1974) que han efectuado algunos análisis granulométricos sobre muestras de Uruguay, señalan que se trata de un material muy seleccionado, que salvo en los niveles basales donde aparecen los clastos grandes, los granos son siempre menores de 1 mm de diámetro. Investigaciones sobre muestras de Corrientes confirman esta aseveración. Los autores mencionados brindan otros elementos de juicio caracterizantes de la fracción arena y concluyen señalando que ésta muestra un tenor promedio del orden de 68 % de cuarzo, del 18 % de feldspatos potásicos y 14 % de plagioclasas. Asimismo aparece un tenor relativamente elevado de vidrio volcánico que no figura en los conteos porque desaparece

en el tratamiento de coloración de los feldspatos (com. verb. Ferrando). En la fracción pesada detectaron la presencia de abundantes minerales opacos, circón, estaurolita, hornblenda entre los dominantes; además una proporción relativamente alta de turmalina, granate y disteno. Los escasos análisis realizados sobre muestras de Corrientes concuerdan esencialmente con aquellos datos (aunque por su número limitado no es posible realizar buenas comparaciones) particularmente los referidos a los pesados, donde la presencia de turmalina y granate en proporciones relativamente altas es llamativa y contrasta con las demás unidades investigadas en Corrientes.

Con respecto a las arcillas, para Uruguay existe una importante contribución (Ferrando y Daza, 1974). Estos autores concluyen que en la fracción más fina hay un dominio de illita trioctaédrica que constituye entre el 30 y 60 % de esta fracción. El otro mineral importante corresponde a una esmectita del tipo beidellita. Para Corrientes también son pocos los análisis de arcillas: las muestras de las perforaciones Concepción N° 1 y Santa Rosa N° 1 (Depto.

Bburucuyá) realizadas en 1977 por el INCYTH demuestran un tenor promedio del orden de los 60-70 % de "montmorillonita" y entre 30-35 % de "illita" (Santa Cruz, 1977). Muestras de superficie de la zona del arroyo María Grande (Peru-gorria y del cruce ruta 123-río Corriente, tienen un predominio absoluto de "montmorillonita" en los niveles más bajos (con mayor abundancia de calcáreo) y promedios de 67 % de "montmorillonita" y 33 % de "illita" en los términos superiores, con escaso o nulo carbonato de calcio (Roellig, 1978).

Espesor: En la provincia de Corrientes, los espesores de la Formación son relativamente pequeños. En las ya citadas perforaciones Concepción y Santa Rosa hay 23 y 13 m respectivamente; de los afloramientos, es posible calcular unos 15-16 m como máximo en Curuzú Cuatiá y unos 10-12 m en el cruce ruta 123-río Corriente; en los afloramientos del arroyo María Grande y arroyo Avalos (zona Perugorria) los espesores visibles son apenas del orden de los 6-8 m. Sin embargo, datos no bien confirmados, aportados por perforistas de la zona de Perugorria, permiten sospechar que la Formación podría llegar a tener cerca de los 40 m de espesor.

En Uruguay los espesores son sensiblemente mayores, pero en general tampoco no muy grandes. Bossi (1966) cita las mayores cifras para las perforaciones de Rincón de la Bolsa (90 m), Nueva Helvecia (81 m sin alcanzar la base), Nueva Palmira (75 m), etc. Estos espesores corresponden, según Ferrando (com. verb.) a las áreas hundidas de las fosas cretácicas y sólo allí adquiere la Formación estos espesores. En las zonas estables, los espesores no superan cifras del orden de los 30-35 metros.

Distribución: En la provincia de Corrientes lo más al norte que fue localizada la Formación hasta ahora es en las perforaciones de Concepción y Santa Rosa a — 66 y — 96 m boca de pozo respectivamente. Todas las demás citas de la Formación (superficie y subsuelo) corresponden a localidades al Este de la "línea" Esteros del Iberá-río Corriente, siendo los más importantes afloramientos los ya mencionados: cruce ruta 123-río Corriente, arroyo María Grande, arroyo Avalos, cuenca del arroyo Castillo (en Curuzú Cuatiá), afloramientos más o menos aislados a lo largo de la ruta

14 (entre Curuzú Cuatiá y Mocoretá) y hacia el oeste de esta línea, etc. En subsuelo de acuerdo con Martínez (1950) y los numerosos informes del C.I.E. ocuparían una amplia extensión en toda la región Sudeste de la provincia (ver mapa), desde el Sur de Paso de los Libres en el Este hasta una línea que pasa al Oeste de Sauce y hacia el norte llega hasta el río Corriente. Los afloramientos se continúan en el Noreste de Entre Ríos donde la Formación fue detectada a lo largo de la ruta 14 y hacia el río Uruguay. Sobre sus barrancas existen buenos afloramientos en Cueva del Tigre (latitud de Chajarí), Santa Ana y hasta el sur de Concordia (parte de estos afloramientos quedarán bajo el agua en el embalse de Salto Grande). Finalmente datos no demasiado precisos, originados en las descripciones litológicas de las antiguas perforaciones de la Dirección Nacional de Geología y Minas (hoy Servicio Geológico Nacional) sugieren la existencia de la Formación en partes de la zona central y oriental del centro de la provincia de Entre Ríos.

En la República del Uruguay su difusión es mucho más amplia y mejor conocida; abarca básicamente una franja litoral a lo largo del río Uruguay cuyo ancho máximo es del orden de los 70-80 km, desde la latitud de la ciudad de Salto (donde los afloramientos son algo escasos) y muy ampliamente desde Paysandú hacia el Sur. Los afloramientos más australes y orientales, se detectan hasta cerca de —y al norte de— la ciudad de Montevideo (en la Cuenca de Santa Lucía). En la región oriental del país, salvo esporádicos afloramientos citados por Bossi (1966) en el Departamento Treinta y Tres, el grueso de la Formación se desarrolla en el subsuelo en la cuenca de la Laguna Merim, donde vuelve a alcanzar más de 90 m de espesor (perforación Puerto Gómez). La cuenca de Laguna Merim es parte de la más grande Cuenca tectónica de Pelotas, desarrollada en Uruguay y Brasil.

Relaciones: En los pocos lugares donde el contacto inferior de la Formación Fray Bentos es visible, en las provincias de Corrientes y Entre Ríos, estos sedimentos se asientan, en forma discordante, sobre la Formación Solarí (Herbst, 1971). En la mayoría de los casos lo hacen directamente sobre los basaltos (Miembro Serra Geral) y muy ocasionalmente sobre las areniscas/

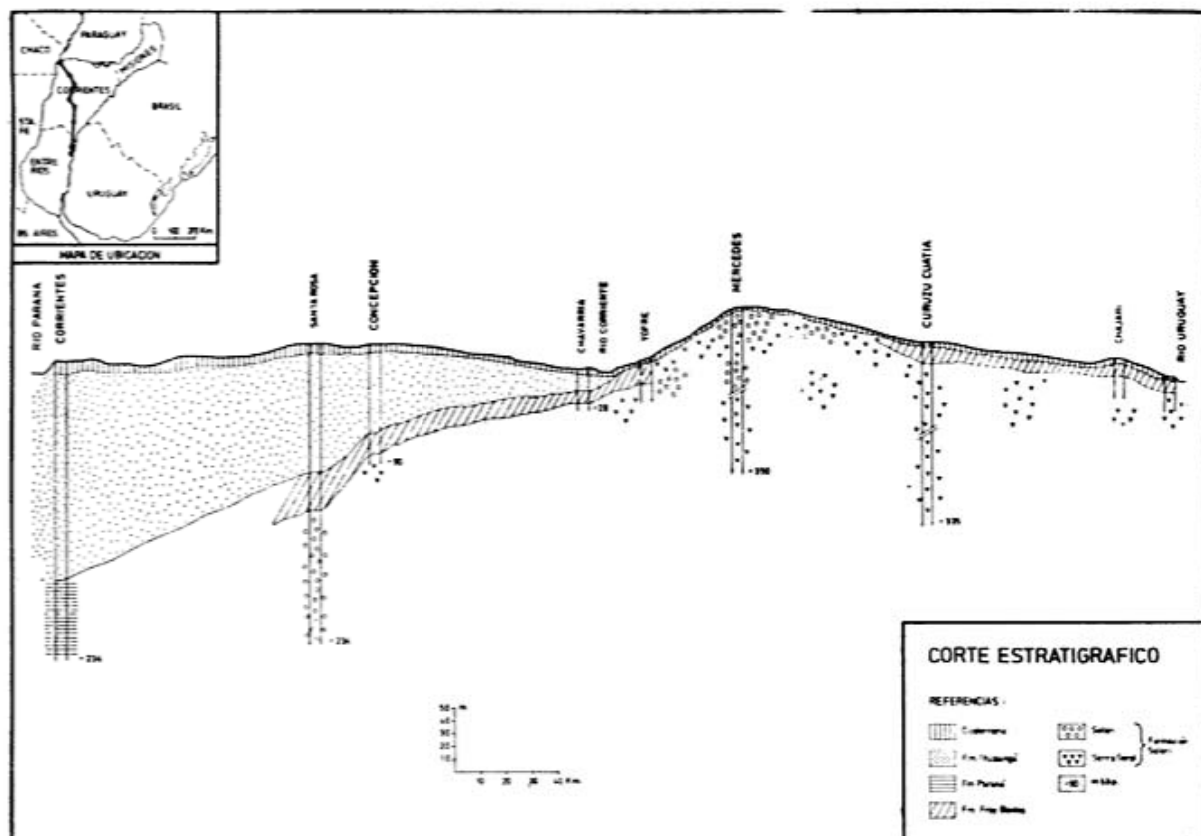


Figura 2

cuarcitas (Miembro Solari). Idéntica relación se conoce de todas las perforaciones en que se tocó el yacinte de la Formación.

En Uruguay el contacto inferior casi siempre se produce sobre diferentes términos (Formaciones) del Cretácico inferior o superior. Por ello se describen casi siempre, en aquel país, a estos sedimentos como depositados en una "cuenca cretácica", y así ocurre principalmente en el litoral oeste. No obstante a veces el yacinte puede ser distinto (ya se mencionó el contacto entre Fray Bentos y el granito el basamento en la zona de Juan Lacaze) y entonces se debería hablar más bien de "fosas tectónicas" y ello ocurre predominantemente en el sur y este del país.

El límite superior está dado, en Argentina, por diversas Formaciones: desde las arenas/areniscas atribuibles a la Formación Ituzaingó (o equivalente) de edad Pliocena, hasta diferentes unidades decididamente cuaternarias. En todos los casos la relación es de neta discordancia.

En Uruguay la Formación puede estar debajo de la Formación Camacho del Mioceno superior (equivalente a la Formación Paraná de Argentina) como es el caso en

Nueva Palmira, Punta Gorda, etc., o bien por debajo de los sedimentos atribuidos a la Formación Martín Chico (cuya edad está todavía en discusión) o de la Formación Raigón (y equivalentes) de edad Pliocena (y quizás cuaternario inferior). Muy frecuentemente también está cubierta por delgados espesores de sedimentos Cuaternarios más o menos modernos. Aquí también en todos los casos la relación es de neta discordancia.

Edad: En el esquema estratigráfico (Herbst, 1971) establecía una distinción entre dos unidades: Formación Arroyo Castillo de decidida edad oligocena medio (o quizás inferior) por la presencia de un fósil característico (*Ameghinotherium curuzucatiense*) y la Formación Fray Bentos, ubicada en el Mioceno (*lato sensu*) por su posición estratigráfica y, como dicho, por la opinión prevaleciente en Uruguay. Presumía implícitamente, además, que las calizas de Curuzú Cuatiá, Mercedes, Arroyo Itá, etc., eran todas equivalentes entre sí, y las correlacionaba con las "calizas de Quengway" del Uruguay, que en esa época eran consideradas también como oligocenas

(o a lo más como "Terciario inferior"). Hacia caso omiso de la opinión vertida en algunos de los Informes inéditos de los geólogos del C.I.E. que agrupaban las "calizas" y los "limos" en la "serie de Fray Bentos", siempre asignada al Mioceno.

Posteriores investigaciones de campo, el hallazgo en varios sitios de un elenco de vertebrados fósiles y las novedades de interpretación de la estratigrafía de Uruguay, me hicieron modificar bastante mis opiniones anteriores, con los resultados que se brindan en esta contribución, de los que son participantes en alguna medida todos los anteriores autores.

Las observaciones sobre las "calizas" existentes en la provincia de Corrientes han mostrado que en realidad existen dos unidades distintas: (a) las que aflorando en la zona de Mercedes, arroyo Itá y algunos otros sitios, son genéticamente distinguibles de (b) los calcáreos arenosos y limos calcáreos de las zonas de Perugorria, Curuzú Cuatiá, etc. Las primeras (a) pueden correlacionarse quizás con la Formación Mercedes de Uruguay (y a las "calizas de Queguay", que a estar con los autores más modernos no representan otra cosa que "lentes" más puros dentro de esta Formación) y por lo tanto resultarían del Cretácico superior. En Argentina mismo deben también correlacionarse con las calizas que afloran en el Parque Nacional de Colón, en la antigua "calera Barquín" y que estaban incluidas en la "Formación Yerúa" (Herbst, 1971). Aunque en Corrientes estas calizas se asientan directamente sobre los basaltos y/o cuarcitas de la Formación Solari (en la misma posición que las otras, esto es las (b) que constituyen la Formación Fray Bentos; y este hecho indujo a numerosos errores de interpretación previos), en la Calera Barquín se asientan sobre los limos y areniscas rojizas que brindaron los restos de *Argyrosaurus superbus* Lydd. que deben considerarse coetáneas de la Formación Mercedes (o quizás Guichón?) de Uruguay. Para todas estas "calizas" Cretácicas de Corrientes (incluyendo las de Calera Barquín de Entre Ríos), deberá desestimarse el nombre de Formación Arroyo Castillo, ya que no corresponden más a esta localidad, y utilizar un nuevo nombre para lo que propongo el de Formación Pay Ubre, que se describe un poco más abajo. El nombre Formación Puerto Yerúa debería quedar reservado para los términos arenosos y conglomerádicos, en parte algo calcáreos, que

afloran típicamente en el arroyo homónimo al sur de Concordia, y que también se correlacionan con sus similares de Uruguay (Formaciones Mercedes y/o Guichón).

Las otras "calizas" (b), esto es, las que afloran en la zona de Curuzú Cuatiá, Perugorria, cruce ruta 123-río Corriente, etc., constituidas tanto por los términos calcáreos como los limosos, contienen en las localidades mencionadas una fauna fósil que ha sido recientemente investigada por Alvarez (1978) y son las mismas que brindaron el *Ameghinotherium* hace muchos años en Curuzú Cuatiá (Podestá, 1899). La fauna, aunque no muy significativa en cuanto a la calidad del material (se trata siempre de ejemplares muy fragmentarios) sólo en algunos casos pudo ser clasificada a nivel de género y en los restantes al de Familia. Pero aún así el conjunto indudablemente señala una antigüedad Oligocena como mínimo. La lista faunística brindada por Alvarez (1978) es la siguiente:

De la "sección" inferior (areniscas calcáreas duras) proceden:

Suborden Toxodontia

Familia Leontiniidae

(Varios fragmentos de maxilar y mandíbula, con dientes mal preservados).

Familia Olfieldthomasiidae

(Porción de maxilar con algunos dientes).

Suborden Typotheria

Familia Hegetotheriidae

(Parte de una sínfisis mandibular con raíces de dientes).

Familia ?Archeohyraciidae

(Porción de mandíbula con algunos dientes fragmentados).

De la "sección" superior (limo-areniscas más rojizas sin calcáreo) proceden:

Suborden Typotheria

Familia Hegetotheriidae

Prohegetotherium sp.

(Fragmento de rama mandibular y molares aislados).

Propachyrucos sp.

(Algunas porciones de mandíbula con dientes, y varios dientes aislados).

En Uruguay el primero en ocuparse detalladamente de estos sedimentos fue Kra-

gliovich (1928, 1932) que finalmente dividió la secuencia en un "santaluciense" y en un "palmirensis", basándose en un conjunto de vertebrados fósiles, que casi nunca estuvieron bien ubicados estratigráficamente. De este modo la estratigrafía se fue complicando con el tiempo, a lo que sumó el hallazgo de otros fósiles, tampoco bien ubicados estratigráficamente (Gasterópodos, Charophyta, etc., poco útiles para dataciones, *vide* Frenguelli, 1930 y Parodiz, 1969). Todo ello hizo fluctuar estas "Formaciones" entre el Oligoceno y la base del Cuaternario. Sólo en los últimos años un detallado plan de trabajos de campo permitió clarificar esta cuestión y establecer que se trata de una única unidad sedimentaria que recibió el nombre de Formación Fray Bentos. La revisión de los vertebrados fósiles repetidamente citados, realizada por Mones y Ubilla (1978) obligó a estos autores a desechar algunos taxa, ya sea porque se trataba de materiales muy pobres en cuanto a sus caracteres, o bien por su muy dudosa procedencia estratigráfica. Sin embargo, unos pocos taxa mejor definidos (algunos hallados recientemente como *Proborhyaena*) permiten asegurar sin duda alguna que la Formación se depositó durante el Oligoceno inferior a medio.

Formación Pay Ubre (nov. nom.)

Sinonimia: "Calizas de Mercedes" (autorum); Formación Arroyo Castillo pro parte (Herbst, 1971).

Litología: Se trata de areniscas calcáreas a calcáreas arenosas, generalmente muy duras, de color blanquecino a rosado en varias tonalidades, hasta cercano al anaranjado en algunos lugares. En parte son verdaderos conglomerados, conteniendo una apreciable cantidad de rodados, predominantemente de sílice, luego cuarcitas y raramente (localmente) basaltos, de hasta 12-14 cm diámetro. El contenido de carbonato de calcio es variable, aunque generalmente alto, a veces constituyendo verdaderas calizas. En parte, estos materiales han sufrido un proceso de silicificación posterior que se manifiesta por la presencia de venillas de cuarzo que atraviesan la roca en diversos sentidos, a veces con pequeños cristales de cuarzo desarrollados, y a veces por la *impregnación* (y reemplazo total del CO_3Ca ?) en una cantidad de "concreciones" de la porción arenosa, que queda nítidamente diferenciada en la matrix.

Por ahora no se cuenta con datos mineralógicos más detallados.

Espesor: Los espesores registrados hasta ahora en Corrientes son muy pequeños: en la antigua "calera Díaz", inmediatamente al norte de Mercedes, tienen 5-6 m aflorantes y quizás unos 5 m hacia abajo; en arroyo Itá (estancia La Encarnación) tienen hasta unos 10 m y se desconoce, aunque es pequeño, el espesor que alcanza a unos 10 km al Norte de Mercedes (sobre ruta 14).

Distribución: La distribución de esta Formación es saltuaria y por el momento sólo

CUADRO ESTRATIGRAFICO

	ARGENTINA			URUGUAY S./Bossi et al 1975
	CUENCA CHACO-PAMPEANA S./Russo et al 1976	CORRIENTES	ENTRE RIOS	
MIOCENO SUPERIOR	FORM. ENTRE RIOS FORM. PARANA	FORM. PARANA	FORM. PARANA	FORM. CAMACHO
OLIGOCENO INFERIOR-MEDIO	FORM. CHACO	FORM. FRAY BENTOS	FORM. FRAY BENTOS	FORM. FRAY BENTOS
EOCENO PALEOCENO	FORM. MARIANO BOEDO	FALTA	FALTA	FALTA
CRETACICO SUPERIOR	FORM. TACUAREMBO	FORM. PAY UBRE (Calcáreas par. silicificadas)	FORM. (Sin nombre formal) (Calcáreas par. silicificadas)	FORM. ASENCIO MERCEDES (incl. Calizas Queguay) GUICHÓN
CRETACICO INFERIOR	F. SERRA GERAL	FORM. SOLARI M. SOLARI (Sedimentitas) M. SERRA GERAL (Vulcanitas)	FORM. SOLARI (Vulcanitas)	FORM. MIGUEZ (Sedimentitas) AREOUITA (Vulcanitas) VALLE CHICO (Acidas) ARAPEY (V. básicas y sedimentitas)

se registra en dos áreas: 1) zona de Mercedes: desde la "calera Díaz" hasta unos 10 km más al norte siguiendo por la ruta 14, y quizás hasta unos 20 km al Este, en la estancia La Emilia, siguiendo la ruta 123; 2) zona arroyo Itá (campo de estancia La Encarnación, a unos 20 km al Sur de Yofre) donde aflora por unos 7 km a lo largo del arroyo y zonas cercanas (Aspilcueta, 1959).

En Entre Ríos se conoce por ahora solamente los afloramientos de "calera Barquín" en el Parque Nacional de Colón.

Relaciones: En ningún lugar se ven claramente las relaciones con infrayacente, pero por las condiciones areales, en todos los casos se puede sostener con fundamento que las calizas se asientan sobre la Formación Solari (basaltos o sedimentitas). Sólo en Entre Ríos (calera Barquín), como ya mencionado, se asienta sobre limos y areniscas rojizas del Cretácico superior.

En cuanto al suprayacente, en todos los casos está constituido por sedimentos modernos, del Cuaternario superior.

Edad y correlaciones: En la página 309 del texto se ha brindado ya una breve discusión sobre la edad y correlación de estos calcáreos. Aún sin argumentos concretos, como por ejemplo la presencia de fósiles, y basándome meramente en la historia geológica regional que está mejor estudiada y conocida en Uruguay, se postula para la Formación Pay Ubre una edad cretácica superior y se la correlaciona con la Formación Mercedes (o Guichón?) de Uruguay.

Conclusiones.

Habiendo establecido ahora adecuadamente los caracteres litológicos, distribución geográfica, posición estratigráfica y edad de la Formación Fray Bentos, tanto en Corrientes como en Uruguay, vale la pena hacer algunas reflexiones a modo de conclusiones.

Un primer hecho que llama poderosamente la atención es la constancia litológica de los sedimentos, al menos los aflorantes. Desde el cruce ruta 123-río Corriente y área de Perugorria por lo menos hasta el Departamento Colonia en Uruguay hay una notable identidad. Tanto es así que resulta muy difícil distinguir muestras de cualquiera de las localidades entre sí. Esto, y la distribución geográfica (en superficie y

subsuelo) en forma de una gran granja semicircular a lo largo de prácticamente todo el litoral uruguayo (tanto el atlántico como el río Uruguay), franja que luego se extiende hacia el norte y noroeste en la provincia de Corrientes (ver mapa), sugiere la idea de una llanura al pie de un (?) "bloque" más elevado, constituido por basamento cristalino y en menor escala por las coladas basálticas mesozoicas (esta composición surge como consecuencia de los minerales presentes en la Formación). Luego de analizar los orígenes y modos de formación de las arcillas, Ferrando y Daza (1974) concluyen diciendo que ellos "...sugieren que el área de proveniencia estaba sometida a un clima de pluviosidad reducida (entre 250 y 500 mm), probablemente con distribución irregular de las lluvias y temperaturas de templadas a cálidas. El área estaba constituida por rocas cristalinas ácidas y presentaba una topografía relativamente elevada con un probable rejuvenecimiento constante del relieve" (*op. cit.*: 11) (el subrayado es original).

El área o cuenca deposicional debe haber tenido escaso relieve, y el principal agente de acumulación debe haber sido el viento. En favor de estas últimas ideas hablan las condiciones de pluviosidad reducida, semejantes a las de las cercanas áreas de aporte, requeridas para la evolución de las arcillas (Ferrando y Daza) y la ausencia de sedimentos más gruesos (o con diferente grado de selección) indicativos de otros agentes, como los fluviales por ejemplo. El grueso de esta interpretación paleoambiental está basado en la interpretación litológica de los materiales de Uruguay, pero dada la notable identidad litológica megascópica (y en parte microscópica) es posible extrapolarla para más al norte, en la provincia de Corrientes. Adicionalmente, un elemento de juicio de apoyo a estas ideas es la similitud faunística (a nivel de Familia por lo menos) que aunque no conclusiva por sí misma, constituye un argumento bastante sólido.

Breve comentario sobre la Formación Chaco: Es opinión generalizada, y así figura repetidamente citado en la literatura (Padula y Mingramm, 1968; Padula, 1972; Russo *et al.*, 1976) que la llamada Formación Chaco abarca el lapso de tiempo del "Eoceno-Mioceno inferior". Esta Formación estaría caracterizada por "...areniscas y pelitas, de colores rojizos y morados, com-

predidas entre las Formaciones Mariano Boedo y Paraná, y cuando esta última falta, entre las Mariano Boedo y Pampa" (Russo *et al.*, *op. cit.*). Luego de un análisis sobre los caracteres litológicos diferenciales sobre los bordes oriental, occidental y sur de la cuenca de depositación y sobre los respectivos espesores de la Formación, los autores mencionados concluyen que "... se trata de depósitos continentales, acumulados en una extensa planicie aluvial, en ambientes de baja energía, preferentemente sub-ácueos". Señalan asimismo que, aunque poco evidente en las perforaciones "... una discordancia erosiva se interpone entre las Formaciones Mariano Boedo y Chaco" y que su techo está constituido por la Formación Paraná (en las áreas en que ésta se depositó). Concluyen de esta manera entonces, que básicamente la Formación Chaco se habría depositado entre el Eoceno y el Mioceno inferior aunque "... cuando la Formación Paraná falta, incluiría terrenos del Miceno más alto y del Plioceno".

Independientemente de mi juicio personal en el sentido que es improbable que una única Formación o acontecimiento sedimentario pueda durar sin cambios durante el lapso entre el Eoceno y eventualmente el Plioceno, resulta evidente que el límite superior está decididamente dado por lo menos por la Formación Paraná (aunque ésta falte en algunos sitios) lo que restringe a la Formación Chaco entre el Eoceno (medio-alto?) y el Mioceno medio, como por otra parte ya lo señalaron Russo *et al.* (1976).

Sin embargo, la información del subsuelo de la llanura "choco-pampeana" es bastante puntual ya que la densidad de perforaciones no es grande. No obstante, aparentemente ha permitido a Russo *et al.* (1976) construir un mapa de isopacas que muestra el límite oriental de la cuenca de depositación (isopaca 0) para las provincias de Corrientes y Entre Ríos, a lo largo del río Paraná desde la Capital de la primera, con una inflexión hacia el Oeste (a la altura de la ciudad de Goya aproximadamente) y bajando hacia Entre Ríos por el centro de ésta, con una dirección dominante N-S. Pero este límite puede ser algo discutible teniendo en cuenta la falta de información de subsuelo de esta última región, en particular por debajo de la Formación Paraná. A su vez, del mapa presentado en este trabajo surge que el límite occidental estaría ubicado aproximadamente en la misma

"franja" que el postulado límite de la Formación Chaco, aunque con espesores pequeños (quizás del orden de 30 m).

No es nada imposible que las condiciones climáticas generales imperantes en la porción continental hoy ocupada por el Uruguay y la Mesopotamia Argentina, que se reflejan en la litología y caracteres generales de la Formación Fray Bentos, hayan sido similares en el territorio —relativamente llano y bajo (?) (como lo probaría la posibilidad de la posterior ingresión paranaense)— que está hacia el oeste del actual río Paraná, esto es, la cuenca "chaco-pampeana". Esto también se reflejaría en una litología bastante semejante, producto de condiciones climáticas generales similares. Aunque no se dispone de información segura sobre el área de proveniencia de los sedimentos de la Formación Chaco es muy probable que provinieran del Oeste. No hay porqué entonces esperar similitudes litológicas estrechas, dadas las diferentes fuentes y características del material original (aunque en buena medida, a similitud del Uruguay, puedan haber participado como roca madre los bloques de rocas ácidas del "basamento cristalino") y todavía no hay documentación paleontológica para datar esta Formación.

Pero el conjunto de *elementos* de juicio disponibles (similitud litológica general, posición estratigráfica, etc.) sugieren fuertemente la posibilidad de que las Formaciones Chaco y Fray Bentos puedan estar de alguna manera relacionadas, aunque no necesariamente deban ser estrictamente contemporáneas. Esto es lo que se quiere reflejar en el cuadro estratigráfico adjunto.

Agradecimientos

Me es muy grato manifestar mi especial agradecimiento al Ing. Lorenzo Ferrando (Montevideo, Uruguay) quien no sólo me ha acompañado y guiado en una provechosa gira por el Cretácico y Terciario de Uruguay, sino que ha corregido borradores incluyendo en ellos algunas importantes ideas que en lo posible he citado. Con el Doctor Jorge N. Santa Cruz hemos recorrido los afloramientos de Fray Bentos de Corrientes y mantenido fructíferas discusiones. La Lic. Blanca B. Alvarez muy gentilmente estudió la *fauna* de vertebrados, y con ella, con A. Mones y R. Pascual he discutido

interesantes aspectos de su datación. Finalmente, el equipo de la cátedra de Paleontología merece mi agradecimiento por su constante apoyo en campaña y laboratorio.

Lista de trabajos citados en el texto

- Alvarez, B. B., 1978. *Noticias sobre una fauna de la Formación Fray Bentos (Oligoceno inferior), provincia de Corrientes, Argentina*. Facena 2: 253-258.
- Aspilcueta, J., 1960. *Principales manifestaciones calcáreas en la provincia de Corrientes*. Inf. Téc. Dir. Nac. Geol. y Min., nº 8, Buenos Aires.
- Banchero, J. C., 1949. *Informe Hoja "Juan Pujol" (Ctes.)*. Com. Ing. Ej., inf. inéd.
- Battaglia, A., 1964. *Reconocimiento geológico general del río Uruguay, entre el arroyo Mocoretá y Apóstoles (Misiones)*. Inf. Téc. Dir. Nac. Geol. y Min., nº 23, Buenos Aires.
- Bonarelli, G. y E. Longobardi, 1929. *Memoria explicativa del mapa geo-agrológico y Minero de Corrientes*. Imprenta del Estado (Corrientes), vol. I-II.
- Bossi, J., 1966. *Geología del Uruguay*. Univ. Rep., Depto. Public., Col. Ciencias, nº 2: 1-470, 2ª ed., 1969.
- Bossi, J., et al., 1975. *Carta Geológica del Uruguay*. Ed. Oficina Técnica (Montevideo) (carta y memoria explicativa).
- Castellanos, A., 1965. *Estudio fisiográfico de la provincia de Corrientes*. Inst. Fisiog. y Geol. Univ. Nac. Litoral, Publ. nº 49, 1-122, Rosario.
- Coco, A., 1948-1953. *Informes: Hoja "Federación" (E. R.) 1948; Hoja "Perugorria" (Ctes.) 1950; Hoja "Itá Caabó" (Ctes.) 1951; Hojas "Alvear" y "Alvear Este" (Ctes.) 1953*. Com. Ing. Ej., inf. inéd.
- Echegaray, R., 1949. *Informe Hoja "Monte Caseros" (Ctes.)*. Com. Ing. Ej., inf. inéd.
- Ferrando, L. y M. Daza, 1974. *Mineralogía de la fracción arcillosa de la Formación Fray Bentos en el SW del Uruguay*. An. 28º Congr. Geol. (Soc. Bras. Geol.) 5: 3-13, Porto Alegre.
- Frenguelli, J., 1930. *Apuntes de geología Uruguaya*. Inst. Geol. Urug. Bol 11, Montevideo.
- Gentili, C. A., y H. V. Rimoldi, 1979. *Mesopotamia*. 2º Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Ciencias, Córdoba, vol. I: 185-223, Córdoba.
- Gracia, R., 1948. *Informe Hoja "Paso de los Libres" (Ctes.)*. Com. Ing. Ej. inf. inéd.
- Herbst, R., 1971. *Esquema estratigráfico de la provincia de Corrientes*. Asoc. Geol. Arg. Rev. 26 (2): 221-243.
- Herbst, R., J. N. Santa Cruz y L. L. Zabert, 1976. *Avances en el conocimiento de la estratigrafía de la Mesopotamia argentina, con especial referencia a la provincia de Corrientes*. Rev. Asoc. Cs. Nat. Litoral, 7: 101-121, Santa Fe.
- Kraglievich, L., 1932. *Nuevos apuntes para la geología y paleontología uruguayas*. An. Mus. Hist. Nat., 3: 257-321, Montevideo.
- Martínez, C. G., 1950. *Observaciones geológicas en Curuzú Cuatía (Corrientes) y alrededores*. Tesis inédita, Univ. Nac. de Córdoba.
- Mones, A. y M. Ubilla, 1978. *La edad Deseadense (Oligoceno inferior) de la Formación Fray Bentos y su contenido paleontológico, con especial referencia a la presencia de Proborhyaena cf. gigantea Amgh. (Marsupialia, Borhyenidae) en el Uruguay*. Nota preliminar. Com. Paleont. Mus. Hist. Nat., 1 (7), Montevideo.
- Fadula, E. L. 1972. *Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes*, en Geología Regional Argentina (A. Leanza Ed.), Acad. Nac. Ciencias Córdoba: 213-236.
- Padula, E. L. y C. A. Mingramm, 1968. *Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del "Triásico" en el subsuelo de la llanura Chaco-Santafecina*. Actas IIIº Jorn. Geol. Arg. 1: 291-331.
- Parodiz, J. J., 1969. *The Tertiary non-marine Mollusca of South America*. Ann. Carnegie Museum, 40: 1-242, Pittsburgh.
- Podestá, F., 1901. *Un nuevo fósil: el Ameghinotherium curuzucuatense*. Guía de la Prov. de Corrientes de Benjamín Serra, Prov. de Corrientes.
- Roellig, F. R., 1978. *Estudio por difracción de rayos X de muestras arcillosas de Corrientes*. Servicio Geológico Nacional. Inf. inéd.
- Russo, A., R. Ferello y G. Chebli, 1976. *Llanura Chaco-pampeana*, 2º Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Ciencias de Córdoba, 1: 139-184.
- Santa Cruz, J. N., 1977. *Avances en el conocimiento hidrometeorológico e hidrogeológico del sistema del Iberá (prov. Corrientes)*. Inf. inédito, INCYTH (Depto. Hidrología, Proyecto 1230).
- Tapia, A., 1948-1951. *Informe: Hoja "Chajari" (E. R.) 1948; Hoja "Mandisovi" (E. R.) 1951*. Com. Inf. Ej. inf. inéd.
- Torres, F. J., 1950. *Informe Hoja "Mercedes" (Ctes.)*. Com. Ing. Ej. inf. inéd.
- Vivanco, F., 1951. *Informe Hoja "Sauce" (Ctes.)*. Com. Inf. Ej., inf. inéd.

Recibido: 30 de octubre, 1979.

RAFAEL HERBST
 Consejo Nac. Invest. Cient. y Téc.,
 Universidad Nac. Nordeste
 Fac. Ciencias Ex., Nat. y Agrim.
 3400 Corrientes.

ALTERACION HIDROTHERMAL Y MINERALIZACION EN EL BAJO LA ALUMBRERA, PROVINCIA DE CATAMARCA.

MARTA CARMEN GODEAS y SUSANA J. SEGAL de SVETLIZA

Resumen

En el Bajo La Alumbraera se encuentra un pórfido riódacítico-dacítico que intruye vulcanitas de composición andesítica.

Relacionadas con la intrusión, se observan zonas de alteración hidrotermal con un modelo de distribución típico de cobre porfídico. Las alteraciones reconocidas fueron potásica, silícea, sericitica-argílica, y propilítica.

Los minerales metalíferos vinculados con este proceso están representados por cantidades considerables de pirita y magnetita, siguiendo en orden de importancia calcopirita, molibdenita, oro nativo, blenda, galena, bornita, pirrotina y especularita. Los minerales de zona de cementación son covelina y digenita, y los de zona de oxidación limonitas, malaquita y azurita.

Introducción

El presente estudio tiene como fin caracterizar la mineralogía y texturas de minerales de alteración y de mena, y sus interrelaciones, como así también esquematizar la paragénesis del cobre porfídico Bajo La Alumbraera. Se trata de un depósito de cobre, oro y molibdeno, que presenta caracteres típicos de un cobre porfídico según lo definido por Lowell y Guilbert (1970).

Para la investigación de la alteración hidrotermal y mineralización se tuvo en cuenta el estudio de 900 cortes delgados y 2.500 cortes pulidos respectivamente, efectuados en base al reconocimiento macroscópico de testigos de 42 perforaciones y muestras de superficies. Estos estudios fueron realizados durante los años 1974, 1975 y 1976, cuando las autoras desempeñaban sus funciones en el Plan NOA sede Tucumán.

La denominación de las alteraciones se efectuó en base a los conceptos de Meyer y Hemley (1967), Rose (1970) y Lowell y Guilbert (1970).

Los estudios de alteración hidrotermal fueron realizados con microscopio petrográfico, con apoyo de algunas tinciones de feldespatos. Se careció de determinaciones

Abstract

A rhyodacite-dacite porphyry intruding andesite volcanics is found at Bajo La Alumbraera.

Related with the intrusion, there are hydrothermal alteration zones with a pattern of typical distribution of porphyry copper deposits. The recognized alterations were potassium silicate, siliceous, sericitic-argillic, and propylitic.

The metalliferous minerals related with this process are considerable amounts of pyrite, and magnetite, following in order chalcopyrite, molybdenite, native gold, sphalerite, galena, bornite, pyrrhotite and specularite. The minerals of the cementation zone are covellite and digenite, and those of the oxidation zone are limonites, malachite and azurite.

roentgenográficas, por lo cual la zona de alteración destructiva de feldespatos se denomina sericitica-argílica a grandes rasgos.

Las alteraciones consideradas en el presente trabajo son potásica, sericitica-argílica, y silícea; ello se debe a que las perforaciones fueron ubicadas en estas zonas por estar relacionadas con la mineralización económica del yacimiento. No se tienen por lo tanto datos de la zona propilítica, excepto los relacionados con superficie para lo cual se puede consultar el trabajo de González (1975).

Para el estudio de minerales de mena se utilizó microscopio calcográfico, efectuándose además un recuento granulométrico con un micrómetro de red de 10 x 10 mm, dividido en cuadrados de 0,5 mm de lado, para ayudar a determinar el grado de liberación de las diferentes especies mineralógicas y orientar la finura de molienda para asistencia de geólogos y metalurgistas.

Ubicación

El yacimiento en cuestión se encuentra ubicado en el Departamento de Belén, Provincia de Catamarca, en la región denominada Farallón Negro. Dista 50 km de Andalgalá, tomados en línea recta con dirección NW-SE.

Antecedentes

Mezzetti realiza en 1963 un plano topográfico-geológico con un muestreo geoquímico.

Romani (1968) efectúa un mapa geoquímico y petrográfico.

En 1973 Sillitoe lleva a cabo un mapeo de la geología y alteración hidrotermal de los principales yacimientos diseminados de Farallón Negro.

Bassi (1974), y Bassi y Rochefort (1977), realizan un estudio detallado del área.

La entonces Subsecretaría de Minería ejecuta durante los años 1974, 1975 y 1976 un programa de perforaciones.

González (1975) da a conocer un esquema generalizado de la geología, alteración hidrotermal y mineralización del Bajo La Alumbraera.

Geología local

El Bajo La Alumbraera forma parte del Grupo Farallón Negro, el cual está emplazado en una zona deprimida del Basamento Cristalino de Sierras Pampeanas (Llambías, 1970).

Se referirán brevemente a continuación las características de las rocas que se encuentran en el área estudiada. Se trata de vulcanitas andesíticas, a las cuales intruye un stock de pórfido riódacítico-dacítico.

a) Pórfido riódacítico-dacítico

Es una roca de color gris a gris muy claro, de textura porfídica, con fenocristales de cuarzo, de plagioclasa (de composición variable entre andesina sódica y cálcica), y de minerales máficos (biotita y/o anfíbol). La pasta está constituida por un agregado microgranoso fino a mediano de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa; estos dos últimos minerales, al variar las proporciones relativas presentes, producen la variación composicional de la roca de riódacítica a dacítica.

Este tipo litológico varía a su vez a pórfido andesítico, con ausencia de fenocristales de cuarzo y a veces de los de minerales máficos. No se logró identificar la pasta original de la variedad andesítica, observándose siempre que la misma está formada por minerales de alteración. Este pórfido andesítico fue considerado por Sillitoe (1973 a) como producto de asimilación de

vulcanitas andesíticas por parte del pórfido riódacítico-dacítico; sin embargo, además de esta posibilidad, el pórfido andesítico puede ser producto de una heterogeneidad composicional normal en la masa del stock riódacítico-dacítico.

La proporción de los fenocristales varía entre 30 % y 50 % respecto a la pasta, dándose en orden de importancia los fenocristales de plagioclasa (60-70 %), de cuarzo (10-30 %), y de minerales máficos (20-30 %); es mayor la cantidad de biotita respecto al anfíbol entre estos últimos.

Los tamaños de los fenocristales alcanzan un máximo de 7 mm, destacándose fundamentalmente los correspondientes a la plagioclasa.

b) Vulcanita andesítica

Se consideran en este tipo litológico todas las rocas que integran la caja del pórfido riódacítico-dacítico: brecha andesítica y diques de idéntica composición. Las vulcanitas andesíticas son muy difíciles de diferenciar entre sí por la fuerte intensidad de la alteración que las afecta.

El tipo litológico dominante, brecha andesítica, exhibe una coloración gris oscura a gris verdosa oscura, y textura brechosa que no siempre se puede distinguir en muestra macroscópica y corte delgado. Tanto clastos como matriz poseen textura similar: abundante proporción de fenocristales tabulares de plagioclasa en una pasta que, en los casos de menor alteración, permite ver una textura pilotáxica fluidal o afieltrada. En algunos casos se pueden distinguir macroscópicamente los fenocristales de plagioclasa, que alcanzan un tamaño de 0,5 mm como máximo, y una proporción aproximada de 70-90 % respecto a la pasta.

Los diques presentan texturas típicas representadas por abundantes cristales tabulares bien desarrollados de plagioclasa que poseen una disposición entrelazada.

Alteración hidrotermal

En general se mantienen las texturas relicticas de las rocas a pesar de la intensa alteración hidrotermal que las afecta, lo cual permite la determinación de cada tipo litológico con bastante precisión. En los casos en que la textura original ha sido totalmente obliterada, la roca se denominó no determinable.

Se da a continuación una descripción

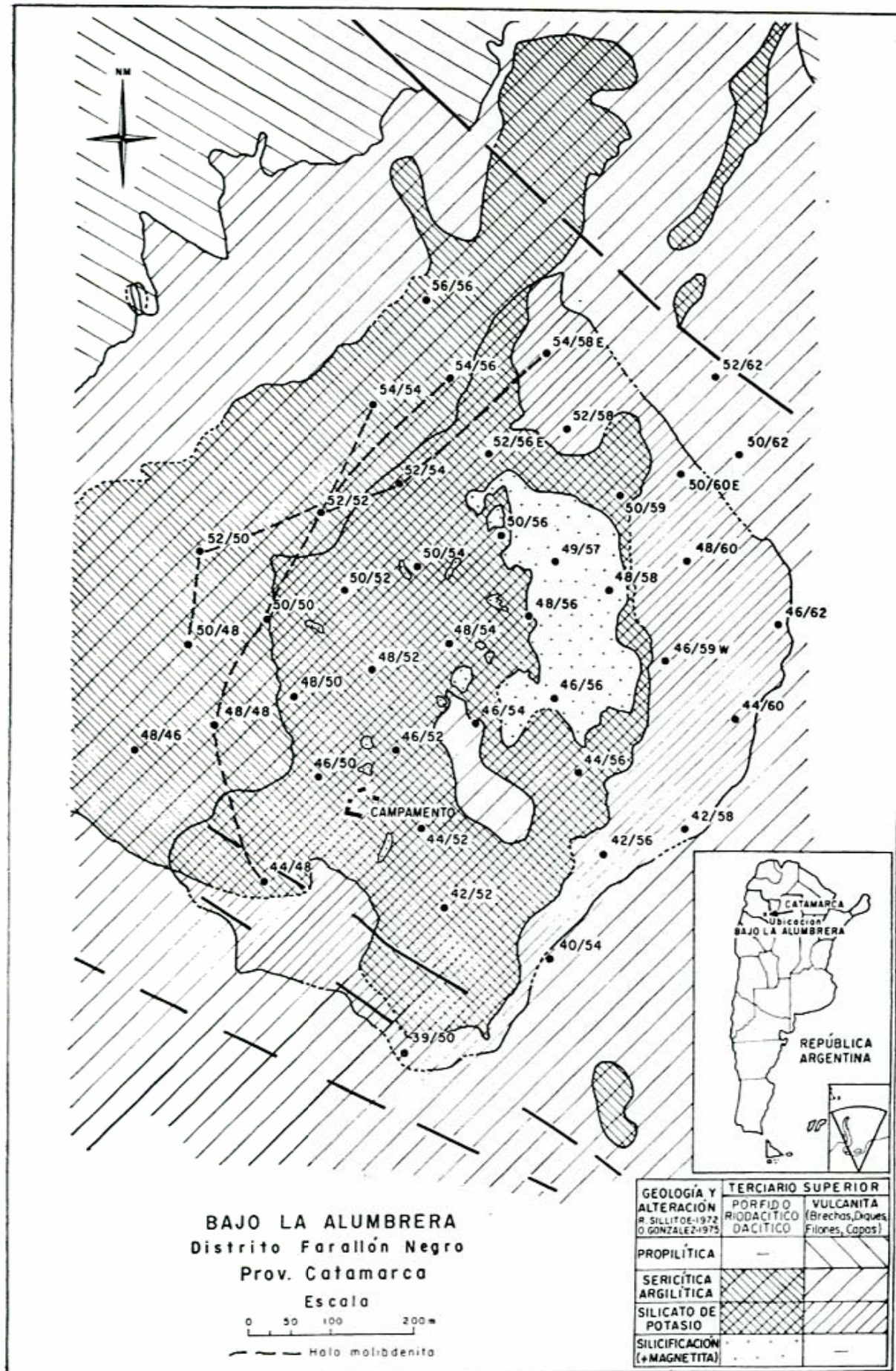


Figura 1

de cada una de las alteraciones en los tipos litológicos reconocidos (fig. 1).

a) Zona potásica

1) PÓRFIDO

En el pórfido riódacítico-dacítico se observa la alteración potásica en forma de a) reemplazo de fenocristales de plagioclasa por feldespato potásico, en masas que desdibujan notablemente el contorno euhedral que generalmente caracteriza a la plagioclasa, o bien en venillas de grosores variables que surcan los cristales y a veces se cortan dejando "islas" de plagioclasa magmática sin alterar; en el primer caso, cuando el reemplazo es total, suelen quedar grandes granos anhedralmente de feldespato potásico en el lugar de la plagioclasa original; b) como reemplazo de fenocristales de minerales máficos por biotita hidrotermal de grano fino, siendo el anfíbol susceptible de alteración total (a tal punto que en ningún caso se pudo reconocer el anfíbol magmático), y la biotita parcial a total; eso significa según Camus (1975) que bajo condiciones similares de alteración, la biotita es relativamente más estable que la hornblenda; se puede encontrar a veces, coexistiendo con biotita secundaria, clorita, epidotos y carbonato; c) reemplazo parcial a total de la pasta por un agregado microgranoso límpido constituido por cuarzo, feldespato potásico y nidos de biotita, pudiendo esta última estar ausente; también se pueden observar granos anhedralmente más grandes de feldespato potásico.

La alteración potásica también incluye anhidrita, parcial a totalmente hidratada a yeso; es común observar anhidrita pasando a un mineral fibroso intermedio (probablemente el hemi-hidrato basanita) y éste a yeso en la misma muestra, o bien la asociación anhidrita-hemi-hidrato o hemi-hidrato-yeso. La anhidrita se presenta diseminada o bien en venillas con los otros integrantes de la alteración potásica; también se han observado inclusiones de anhidrita en minerales opacos.

Complementan los datos descriptos escasas venillas de cuarzo-feldespato potásico \pm biotita, con o sin sulfuros; a veces alrededor de las venillas existe reborde de sericita-arcilla, que según Camus (1975) indica el fin de alteración potásica y el comienzo de actividad hidrotermal con sericita.

Los reemplazos observados pueden estar juntos, o bien uno o más de ellos.

En el pórfido se mantiene en general la textura porfídica original, a pesar de la fuerte alteración que lo afecta.

A la asociación potásica acompañan en proporciones menores sericita, arcillas y carbonato (los tres reemplazan plagioclasa y feldespato potásico), clorita, rutilo y apatita.

2) VULCANITA

La asociación potásica se presenta notablemente en la pasta de las vulcanitas, resultando un agregado masivo de biotita secundaria fina con algunos nidos de grano más grueso; este agregado deja ver los fenocristales de plagioclasa "flotando" en el mismo y a veces también algunas tablillas de plagioclasa relicticas de la pasta pilotáxica. Es muy escasa la proporción de biotita secundaria en los fenocristales de plagioclasa, los cuales muy raramente presentan reemplazo por feldespato potásico.

A la asociación descrita acompañan en la pasta escasas proporciones de feldespato potásico, cuarzo, sericita, arcillas y clorita.

La gran cantidad de biotita hace que la roca se torne de color gris oscuro en muestra macroscópica, la cual permite diferenciarla rápidamente del pórfido.

También en las vulcanitas se halló anhidrita, con caracteres similares a las de la que se encuentra en el pórfido, y a partir de los 120 m de profundidad.

Llama la atención la presencia de biotita como mineral fundamental de alteración potásica en este tipo de roca. Esto es explicado por Guilbert y Lowell (1974) de la siguiente forma: "Las rocas volcánicas máficas tales como basaltos, diabasas y andesitas son relativamente ricas en hierro y magnesio, con cantidades moderadas de calcio. Cuando estas rocas constituyen la caja pre-mineralización predominante, sus composiciones afectan la composición global del ambiente formador de mineralización y conducen a ese sistema hacia la formación de minerales de alteración más máficos. Estos minerales reactivos, con suficiente alúmina y sílice, favorecen el desarrollo de amplias zonas propiliticas (epidoto-clorita-carbonato) y expanden el campo de estabilidad de biotita debido a la actividad relativamente alta de Fe, Mg, o ambos. La biotita se diferencia de la sericita sólo en la composición de la capa octaédrica, teniendo la biotita $3(\text{Mg} + \text{Fe})^{2+}$ y la sericita 2Al^{3+} ; ambas son idénticas estructuralmente. La biotita se formará antes que

la sericita en un ambiente con alto contenido de Fe y Mg, dando amplias zonas potásicas biotíticas”.

Comentarios sobre la zona potásica

La biotita de alteración en La Alumbra es parda (sólo en un caso se reconoció biotita verde), y presenta comúnmente alteración parcial a total a minerales de la asociación propilitica (clorita \pm epidoto \pm carbonato); según Carson y Jambor (1974), este tipo de cloritización, identificado también en el yacimiento Dorothy de Columbia Británica, Canadá, es una de las características de decrecimiento en la intensidad de biotitización, que coincide en dicho depósito con zonas de leyes de cobre más bajas dentro de la zona de cobre. Rose (1970) destaca que la clorita proviene de alteración retrógrada y supergénica.

El rasgo principal del tipo de alteración feldespato potásico-biotita es la presencia, según Rose (1970), de una relación K/H lo suficientemente alta en el fluido mineralizante como para estabilizar y formar biotita u ortosa, y en el caso de biotita, la relación Mg/H lo suficientemente alta como para evitar la remoción del Mg.

La biotita del Bajo La Alumbra posee los siguientes caracteres:

Color: Pardo a pardo amarillento claro a verdoso.

Grano: Mediano a fino.

Pseudomorfismo de minerales máficos: Grano mediano a fino, comúnmente con clorita de grano fino asociada, textura sacaroide.

Presencia en matriz: Generalmente ausente en pórfido, muy abundante en vulcanita.

Distribución en el corte delgado: Variable a abundante; todos los anfíboles reemplazados, pero escasa o ausente en la matriz del pórfido.

Efecto en fenocristales de biotita: En general poco a ninguno.

Caracterización: Biotitización débil a moderada.

Esta caracterización se realizó siguiendo a Carson y Jambor (1974), quienes tabulan la calidad de biotita según sus caracteres microscópicos; así, la biotita del Bajo La Alumbra se define como de calidad mo-

derada a pobre, con algunos sectores esporádicos de biotita de buena calidad que muestra color pardo oscuro, grano mediano a grueso y abundancia en la matriz. Estos autores señalan que el tamaño y ley de cada zona de cobre se corresponden con la extensión areal y calidad de la biotita hidrotermal, y consideran fundamental su presencia para la existencia de mineralización significativa de cobre.

Según Rose (1970), la sericita presente en la alteración potásica no reemplaza al feldespato potásico y a la biotita secundarios; en el caso de que ello ocurra, sericita y arcilla son consideradas como productos de sobreimposición y alteración retrógrada.

Camus (1975) manifiesta que la transformación parcial a total de cada mineral a las distintas alteraciones revela condiciones de no equilibrio o permeabilidad diferencial.

El hecho de que la biotita hidrotermal haya sufrido varios grados de conversión retrógrada, principalmente a clorita, y que el feldespato potásico de origen similar fuese afectado por alteración sericítica-argílica, permite inferir que la alteración potásica y una aureola propilitica acompañante fueron seguidas por alteración sericítica-argílica y luego propilitica adicionales; no se debe descartar sin embargo una co-depositación de sericita y elementos de alteración potásica. Este hecho, notado por Reed y Jambor (1976) en el depósito Highmont de Columbia Británica, Canadá, es comparable con lo que sucede en el Bajo La Alumbra.

Rutilo

Se lo considera como uno de los productos de alteración de biotita.

Schwartz (1947) puntualiza que la biotita recristalizada es la primera en la sucesión de alteración y seguida por lo común por clorita. La eliminación de Ti a partir de la biotita tiene lugar en una etapa temprana de la alteración, y resulta en rutilo de grano grueso o fino, cuya distribución es tan uniforme que puede ser usado para indicar áreas originales de biotita.

b) Zona sericítica-argílica

Este tipo de alteración no ha sido separada en cada uno de los dos grupos mineralógicos porque se encuentran asociados y es muy difícil diferenciarlos microscópicamente. Esta zona no constituye una verda-

dera zona fílica o cuarzo-sericítica según Lowell y Guilbert (1970), sino una zona con sericita y arcilla, con o sin cuarzo.

Sillitoe (1973 a) la denominó muy acertadamente zona de alteración destructiva feldespatos.

1) PÓRFIDO

En este tipo litológico se puede observar sericita y arcilla que reemplazan fenocristales de plagioclasa, disponiéndose ambos minerales de manera que se pueden reconocer las antiguas maclas y zonalidad. En los fenocristales de minerales máficos el reemplazo es acompañado por mineral opaco, el cual se ubica como reborde y según líneas de clivaje.

En la pasta se advierte esta asociación como reemplazo de feldespato magmático, y también en parches.

Existen también venillas de sericita-arcilla \pm cuarzo \pm mineral opaco, advirtiéndose a veces inundación de la roca a partir de estas venillas.

En los casos de sobreimposición, las texturas observadas son:

- 1) Alteración sericítica-argílica de feldespato potásico de origen hidrotermal, en parches y venillas, que se ubica en pasta o fenocristales.
- 2) Alteración sericítica-argílica de biotita secundaria presente en parches en pasta o de la que reemplaza fenocristales de minerales máficos.
- 3) Rebordes de sericita-arcilla en venillas de minerales de alteración potásica.
- 4) Rebordes de sericita-arcilla en fenocristales de minerales máficos alterados a clorita, epidoto y carbonato.
- 5) Venillas de sericita-arcilla que cortan al pórfido con alteración potásica notable.

Cuando la alteración sericítica-argílica es muy fuerte, se borran los fenocristales de plagioclasa y de minerales máficos, quedando sólo los de cuarzo y una pasta de sericita y arcilla \pm cuarzo.

Sólo aisladamente se destruye la textura de la roca.

Acompañan a esta alteración carbonato, clorita, rutilo y pirita.

2) VULCANITA

En la vulcanita la alteración sericítica-argílica se manifiesta por el reemplazo va-

riable por sericita-arcilla en los fenocristales de plagioclasa y tablillas de este mineral en la pasta; también ambos minerales componen la pasta en los casos en que la textura pilotáxica ha sido borrada en su totalidad.

Como producto de máxima alteración, se "borran" también los fenocristales de plagioclasa y queda un agregado masivo de sericita-arcilla-cuarzo.

Acompañan a esta asociación carbonato, clorita, rutilo, abundante yeso en parches y venillas, y pirita.

En los casos de sobreimposición, se puede advertir:

- 1) Reemplazo de parches de biotita secundaria por sericita-arcilla en la pasta; en este caso se pueden observar "islas" de biotita secundaria rodeadas por sericita-arcilla, que otorgan a la muestra una textura de aspecto brechoso.
- 2) Venillas de sericita-arcilla que cortan la muestra con alteración potásica previa; a veces a partir de ellas existe difusión hacia la roca.
- 3) Rebordes de venillas de alteración potásica con sericita-arcilla \pm cuarzo.

c) Zona silícea

Esta zona se encuentra fundamentalmente como núcleo en la zona potásica, pero también en forma esporádica aparece asociada a la zona sericítica-argílica.

1) PÓRFIDO

Se observa reemplazo de fenocristales de cuarzo por cuarzo granular, parches de cuarzo en la pasta y venillas de cuarzo solo o con minerales opacos.

Cuando el reemplazo de la roca es total, se obtiene un agregado masivo de cuarzo con minerales opacos.

2) VULCANITA

Sólo se advierten venillas de cuarzo con minerales opacos, o bien reemplazo total de la roca por dicha asociación.

Este tipo de alteración no es muy importante en la vulcanita.

Alteración supergénica

La alteración supergénica está representada por sericita y arcilla, y se desarrolla

a expensas de silicatos de origen magmático e hidrotermal.

Sillitoe (1973 a) menciona que la alteración supergénica que afecta a las alteraciones potásica y propilítica hipogénicas confunde el mapeo superficial.

No es posible diferenciar al microscopio sericita y arcillas de origen hidrotermal de las de origen supergénico, pero se advierte en las muestras estudiadas al principio de las perforaciones una intensa impregnación con limonitas.

Mineralogía

Se detallan a continuación los minerales primarios, los de zona de cementación-oxidación, y los de ganga existentes en el yacimiento.

a) Minerales primarios

Entre éstos se identifican aquellos que se presentan de manera abundante en el depósito, como pirita y magnetita. Los de presencia moderada son calcopirita, molibdenita y oro nativo. Por último, se tratarán los accesorios como blenda, galena, bornita, pirrotina y especularita.

Pirita (FeS_2): Es el mineral más abundante del yacimiento. Se diferencia macroscópicamente por su textura granular y/o granular masiva. Al microscopio presenta forma idio, sub y alotriomorfa, predominando la tercera en la mayoría de las secciones pulidas. La proporción de pirita diseminada es de 4,4 % en todos los sondeos y su tamaño varía entre 0,05 y 1 mm.

Es generalmente el primer sulfuro que se deposita en la secuencia paragenética, pero continúa su formación a lo largo de todo el período de mineralización.

Las secciones que muestran crecimiento idiomorfo son el resultado de una deposición temprana de los fluidos mineralizadores. Se encontraron piritas con la típica textura en "esponja", o como venillas diseminadas en ganga de cuarzo preferencialmente. La presencia de abundante pirita alotriomorfa se debe a la deposición de distintos impulsos mineralizadores tardíos.

Las inclusiones de calcopirita en pirita son un rasgo común en este depósito.

En el caso del yacimiento en estudio, la pirita es un sulfuro importante cuantitativamente, siendo un constituyente de la zona no rica desde el punto de vista económico.

Magnetita (Fe_3O_4): Mineral de alta temperatura, junto con la pirita se presenta de manera abundante. Microscópicamente la forma de sus granos es variada: alotriomorfa y tabular (pseudomorfa de hematita). La diseminación promedio de magnetita del depósito es de 2,5 % aproximadamente. La mayor cantidad se presenta en forma masiva, por lo que se complica el recuento granulométrico. El tamaño promedio de la magnetita oscila entre 300 micrones y 1-2 mm de diámetro.

En los diferentes sondeos, en cotas que van desde boca de pozo hasta 100 m aparece magnetita alterada a hematita originando martitización regular según clivaje cúbico octaédrico o irregular distribuida erráticamente en la magnetita (fig. 2). Este proceso es atribuido a los efectos de alteración meteórica que da origen a una magnetita secundaria. En cambio, a partir de los 100 m y hasta el final de los pozos, los granos se encuentran muy limpios y sin ningún tipo de alteración (fig. 3).

El origen de la magnetita con hábito tabular puede deberse a: 1) consecuencia de cambio en la presión de oxígeno; 2) acción de soluciones reductoras.

Existen diversas opiniones respecto a la notable relación de la abundancia de magnetita en la zona de alteración hidrotermal silícea.

Jerome (1963) señala que la posición de la magnetita es a veces discutible, aunque generalmente parece haberse depositado durante la transición entre el estado de temperatura más alta del pirometasomatismo y el estado de temperatura menor de deposición de sulfuros.

Lowell y Guilbert (1970) indican que la presencia de magnetita se debe a sustitución de la pirita cerca de la parte inferior del cuerpo de mena.

Sillitoe (1973 b) menciona que la alteración sílice-magnetita se presenta como una roca de aspecto masivo a través de la cual no se producen movimientos de aguas hacia abajo.

En Bajo La Alumbra se considera que al estar la magnetita en el núcleo del pórfido donde existe mayor temperatura, ésta se asocia al mineral de alteración (cuarzo) siendo notable la cantidad, la cual va disminuyendo al alejarse de la zona central del pórfido hacia las zonas más externas de alteración hidrotermal.

Calcopirita (CuFeS_2): Se la determinó como el mineral de cobre más abundante del

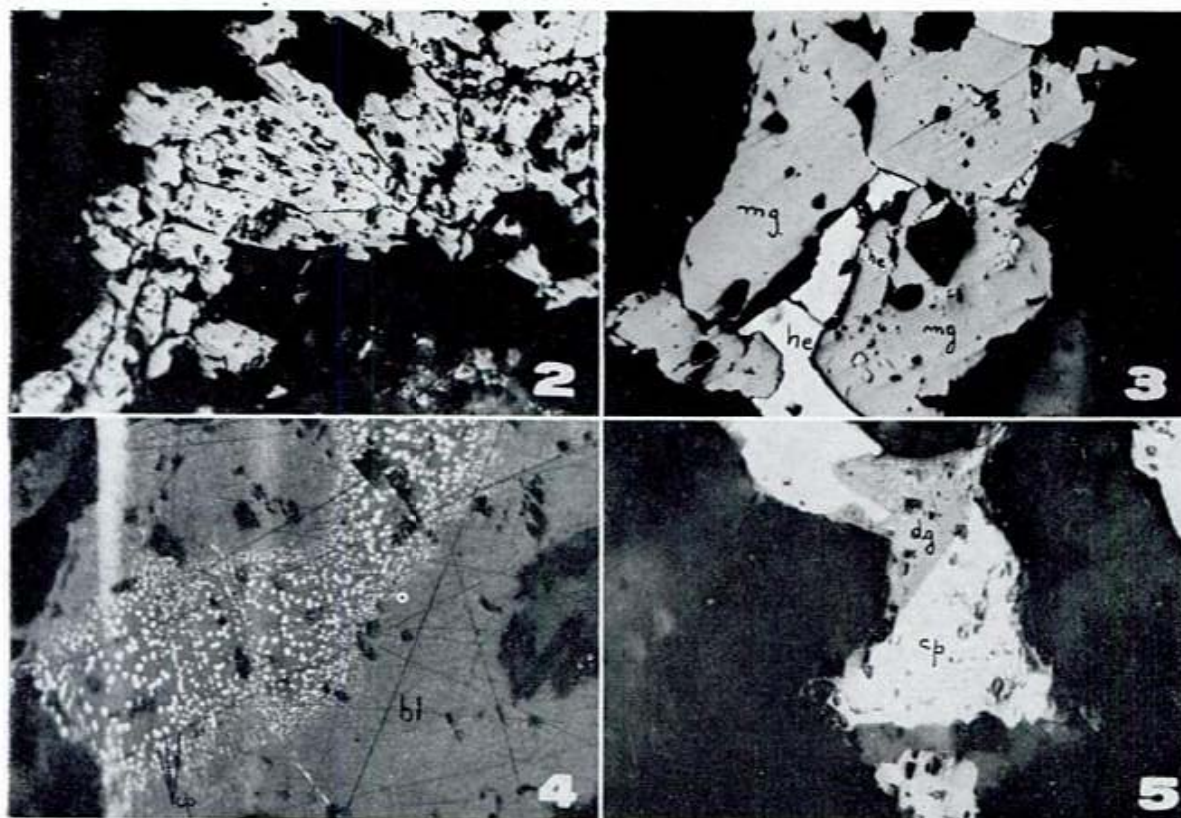


Fig. 2. — Pozo 48-46, 125,70 m; x 100; inmersión en aceite; nicoles paralelos. Martitización irregular (mg-he). Fig. 3. — Pozo 50-54 (ex 53), 107,96 m; x 150; inmersión en aceite; nicoles paralelos. Granos alotriomorfos de magnetita (mg) asociados a hematita (he). Fig. 4. — Pozo 49-57 (ex 80), 97,79 m; x 200; inmersión en aceite; nicoles paralelos. Desmezclas microscópicas de calcopirita (cp) en blenda (bl). Fig. 5. — Pozo 46-54 (ex 51), 39,38 m; x 150; inmersión en aceite; nicoles paralelos. Reemplazo de calcopirita (cp) por digenita (dg).

pórfido. Su color es amarillo latón. El promedio del grano subalotriomorfo es de 0,05 mm a 0,7 mm. La proporción de sulfuro diseminado en todo el depósito es de 3,5 % respecto al total de roca observada.

En algunos sondeos, en profundidades que van desde los 100 m hasta los 300 m se observan granos alotriomorfos no alterados, diseminados en ganga o como venillas, microvenillas y gotas asociadas con pirita, blenda, molibdenita y/o cuarzo (fig. 4).

En general, la presencia de abundante calcopirita se relaciona y muestra coincidencia con la zona de alteración potásica.

Molibdenita (MoS_2): En las zonas de alteración del Bajo La Alumbraera se determinó un halo de molibdenita que abarca los pozos 50-50 (ex 54), 46-62 (ex 58), 54-58 (ex 59), 52-54, 52-52, 54-56, 54-54, 44-48, 48-48, 50-48 y 52-50.

Macroscópicamente el mineral se observó como finas laminillas intercrecidas con el resto de los sulfuros.

Al microscopio, se la encontró en forma de finas laminillas de 20 a 50 micrones de

largo. La proporción de molibdenita calculada en diferentes trechos de algunas perforaciones (50-50, ex 54; 54-58, ex 59; 54-56) dió un resultado parcial de 2 %.

Para intereses exploratorios, la ley de molibdeno investigada y la cantidad existente no son importantes en el Bajo La Alumbraera, pero sí es interesante su presencia para explicar y concluir sobre la misma.

A continuación se darán algunas de las razones de formación de este halo de molibdenita, y si tiene o no alguna relación con los sulfuros de cobre existentes.

En el caso de Bajo La Alumbraera se destacan más las anomalías de molibdeno por la escasa migración en estos ambientes físico-químicos, a lo que se suman los impresionables valores provenientes de molibdenita resistente a la meteorización. Los valores de molibdeno están muy influenciados por la acción capilar del agua. Dentro del mismo depósito no hay una relación estrecha entre valores altos de molibdeno y altos de cobre en la zona de sulfuros primarios. Esto último lo ejemplifica el pozo 52-52, donde

existe un valor promedio de 3,7 % de calcopirita y 0,5 % de molibdenita. En el pozo 52-50 se halló 3,4 % de calcopirita y 2,6 % de molibdenita; en el pozo 50-48 la calcopirita alcanza 3,5 % y la molibdenita 3,8 %. En este último pozo se cumple que para un valor de cobre determinado existe prácticamente el mismo de molibdenita.

Debido a que la mayor cantidad de este sulfuro de molibdeno se observó como diseminado en ganga, es necesario aclarar que en el pozo 54-58 (ex 59) se lo determinó en venillas junto a cuarzo de alteración, en escasa relación con minerales de cobre.

El borde de molibdenita que se ubica al borde de la anomalía de cobre, formando un aro abierto hacia el norte y elongado hacia el oeste, está asociado en partes con alteración potásica y en otras con alteración sericítica-argílica. Según Sillitoe, (1979) la molibdenita aumenta hacia la zona de alteración potásica y llega su proporción a alrededor de 0,01 %. Su existencia no tiene ninguna relación espacial con piritita. Su presencia indica que es un mineral depositado a mayor temperatura que los de cobre, de allí su indirecta relación con estos últimos. Hesler (1973) señala que el halo de molibdenita se puede originar porque los depósitos de cobre porfídico portadores de Cu - Mo y Cu - Au pueden representar sistemas mineralizados de distinta composición y ser análogos a las variaciones petrológicas entre áreas de distinto ambiente tectónico.

Como conclusión, se señala la existencia de un comportamiento errático de la molibdenita.

Debido a que las perforaciones ubicadas en el sur de la zona de alteración (42-56, 42-52, 40-54, 39-50, 44-56 y 44-52) alcanzan pocos metros de profundidad (100 a 130 m) no son representativas para concluir en forma terminante.

Oro nativo (Au): Elemento nativo presente en forma regular en todas las perforaciones. Sus chispas diseminadas en ganga (esencialmente cuarzo) tienen un tamaño promedio de 15 micrones. Se lo observó en zona primaria diseminado entre los sulfuros de cobre y hierro, en zona de cementación-oxidación donde su presencia aumenta debido a una mayor compactación de la roca por escape de ciertos elementos que producen la disolución de algunos minerales, y por último diseminado o en venillas y microvenillas de cuarzo.

El distrito de Farallón Negro es la única área de los Andes Centrales en donde los

depósitos de cobre porfídico continen alrededor de 0,4 g/t de Au (Sillitoe, 1979).

Blenda y galena (ZnS y PbS): Minerales primarios que aparecen en cantidades limitadas en algunas muestras de ciertas perforaciones. Su presencia se relaciona con zonas donde existen carbonatos. Por ejemplo se puede citar el pozo 48-58 (ex 73) donde a los 96,10 m existe un intercrecimiento de galena y blenda con textura de reemplazo directo de carie. A esta profundidad la roca no se pudo determinar como consecuencia de la abundancia de carbonatos que obliteraron textura y composición originales.

La blenda, que es de color marrón, muestra escasos reflejos internos e inclusiones de calcopirita micro y submicroscópicas en algunas secciones pulidas.

La determinación de vestigios de estos dos sulfuros en los ensayos metalúrgicos coinciden con la escasa aparición de ambos en las determinaciones ópticas.

Bornita y pirrotina (Cu₅FeS₄ y FeS): Son minerales accesorios dentro del conjunto de los primarios. La bornita se presenta en forma de relictos dispersos en ganga o incluidos en blenda; por ejemplo: pozo 42-58 a los 164,55 m. La pirrotina se observó como granos alotriomorfos pequeños (50-80 micrones) incluidos en calcopirita; ejemplos: pozos 48-60 a los 157-50 m, y 46-54 (ex 51) a los 120 m.

Hematita (Fe₂O₃): Microscópicamente se observa este mineral con forma tabular o especular, originando por sectores una textura radiada y alotriomorfa. Por otra parte, en algunas muestras se la encuentra con magnetita martirizada según clivaje cúbico octaédrico o irregular.

2) MINERALES DE ZONAS DE CEMENTACION Y OXIDACION

El proceso de alteración supergénica ha sido poco importante en Bajo La Alumbra.

El enriquecimiento supergénico de los cobres porfídicos depende de abundancia de sulfuros de hierro, presencia de minerales hipogénicos, oxidación con pH bajo para ocasionar la movilización de iones Cu²⁺, nivel freático de considerable profundidad, y alta permeabilidad y porosidad de la roca hospedante, acontecimientos que en el Bajo La Alumbra no se han conjugado para dar lugar a una amplia zona de cementación-oxidación.

a) Minerales de la zona de cementación

Los minerales pertenecientes a este grupo son covelina y digenita en cantidades equivalentes y menor cantidad de calcosina pulverulenta ("sooty").

Covelina (CuS): Se presenta en granos irregulares diseminados en minerales de ganga o reemplazando a calcopirita en los bordes de la misma. También se observa como venillas y microvenillas alterando a granos de calcopirita. En contadas muestras se la encuentra en forma de escamas. Se reconocen dos clases de covelina: la "normal" y la azul ("blaubleibender"). Frenzel (1959), en Sillitoe y Clark (1969), originalmente considera la covelina azul con 1,5 a 2 % más rica en cobre que la normal, pero un análisis posterior realizado en 1961 a partir del material sintético muestra que la fórmula es $Cu_{1.4}S$. Por otro lado, esta fase azul puede indicar el límite de tolerancia de cobre en la estructura de la covelina a bajas temperaturas. Según Uytendogaardt y Burke (1971) la covelina azul ("blaubleibender") lleva como fórmula $Cu_{1+x}S$, donde la x varía entre 1,5 y 2 % de exceso de Cu.

La formación de ambos tipos de covelina como producto intermedio de oxidación de djurleita a malaquita podría ser atribuida a la acción de iones sulfato o bicarbonato en las soluciones oxidadas (Sillitoe y Clark, 1969). La covelina azul se distingue por su pleocroísmo fuerte: azul profundo con un tinte violáceo, diferenciándola de la normal que posee un pleocroísmo variable entre rojizo, violáceo y naranja. La reflectividad y facilidad de pulido es similar en los dos tipos.

Digenita ($Cu_{1.765}S$ a $Cu_{1.79}S$): Se presenta como producto de reemplazo de calcopirita en forma de agregados granulares o como venillas, llegando a formar a veces granos aislados cuando ya la alteración de calcopirita ha sido total (fig. 5).

Calcosina pulverulenta ("sooty"): Esta calcosina es, más que una variedad, una forma típica de presentarse en forma de polvo sobre granos de pirita. Se la observó en una sola muestra en el pozo 46-50 a los 83 m. Por su gran solubilidad no es siempre recuperable en los testigos, de allí su escasísima presencia.

b) Minerales de la zona de oxidación

La zona oxidada de las perforaciones del Bajo La Alumbraera muestran escasa cantidad de hematita cerca del centro de mine-

ralización diseminada, limonitas ubicuas y feldspatos alterados a minerales arcillosos. La zona de oxidación-lixiviación se desarrolla hasta profundidades que no superan los 30 m. Pero en algunos pozos donde se observó la zona de oxidación a mayores profundidades fue debido a percolación de aguas meteóricas a través de sectores tectonizados que presentan mayor fracturación y permiten la penetración de aguas.

El principal mineral de esta zona es la "limonita" (hematita, goethita, jarosita e hidróxidos de hierro) presente en todas las perforaciones, siendo muy escasa la proporción de malaquita y azurita. Estos dos carbonatos de cobre poseen aspecto masivo.

Los tipos de "limonitas" observados son: *transportada*, como resultado de soluciones hierro-cobre (pirita-calcopirita) que se desplazan a corta distancia; *halos y bordes de limonitas*, dejados por la considerable abundancia de pirita; y *boxworks de limonitas gruesas*, que se presentan donde hay calcopirita más pirita. Además se pueden diferenciar macroscópicamente por su color, siendo la predominante la rojo ladrillo que indica proveniencia de calcopirita, y siguiendo en proporción la de color pardo amarillento que indica presencia de goethita indígena y transportada (derivadas ambas de sulfuros de cobre).

Jarosita: Su presencia es escasa. Se la observó en granos diseminados, en agregados y en venillas, en este último caso a veces acompañando a otros minerales de alteración. El color es amarillo brillante, y los cristales anhedrales a subhedrales. Deriva de oxidación de pirita.

Están presentes sólo pequeñas cantidades de minerales oxidados de cobre en la zona de oxidación, tales como malaquita y azurita, la primera en mayor cantidad.

3) MINERALES DE GANGA

Dentro de los minerales de ganga presentes en el Bajo La Alumbraera se encuentra predominantemente el cuarzo constituyendo dos generaciones:

- a) Venillas de cuarzo estériles que son anteriores a la depositación de mineralización, ya sea diseminada o en venillas;
- b) Cuarzo en venillas con pirita y menor cantidad de calcopirita, que son posteriores en tiempo a la depositación de mena diseminada. En este

caso, las venillas de cuarzo tienen alrededor de 0,1 mm a 1 mm de espesor y los bordes son sinuosos e irregulares.

Como mineral de ganga segundo en importancia se encuentra el yeso, que se manifiesta también de dos maneras:

- a) Venillas de yeso (pseudomorfo de anhidrita) o de anhidrita, ambas portadoras de minerales opacos, que se depositan antes de la disseminación de mena;
- b) Venillas de yeso estéril, que cortan la mineralización con aspecto de pátinas superficiales, reemplazando a pirita o calcopirita.

En mucha menor cantidad se observan granos de calcita.

Texturas de los minerales del yacimiento

En el cobre porfídico Bajo La Alumbra se pudo comprobar la existencia de dos tipos de texturas: a) de reemplazo, y b) de exsolución.

a) De reemplazo

Dentro de este tipo se encontraron las siguientes variedades:

- *Reemplazo centrípeto*: Se produce entre los minerales supergénicos cuando la covelina y/o digenita reemplazan a granos de calcopirita formando un halo alrededor de esta última.
- *Inversa de carie*: Ocurre cuando la blenda es reemplazada por galena y ésta corroe al sulfuro de zinc con un contacto cóncavo hacia el mismo.
- *Textura de atolón* (variedad dentro del reemplazo centrífugo): Se observa cuando la "limonita" ataca a la pirita invadiendo el centro de los granos del sulfuro.
- *Reemplazo en vena*: Se produce cuando la covelina y/o digenita reemplazan a la calcopirita en forma de venillas y microvenillas que son posteriores al mineral que atraviesan. Estas venillas poseen bordes sinuosos e irregulares.

b) De exsolución

Exsolución es el efecto de nucleación y consecuente crecimiento de las partículas

exsultas en una fase previa homogénea. En su formación influyen la presión, temperatura, concentración, pureza, estructura y tamaño de grano de la solución sólida. Los ejemplos que se pudieron observar en el presente estudio fueron:

- *textura en parrilla o enrejado*: cuando las inclusiones de calcopirita penetran en blenda formando bastones o hileras que se cruzan en dos direcciones.

MARTITIZACION

La alteración de magnetita a hematita es, en algunos casos, la consecuencia de la formación de minerales de mena causada por disminución de temperaturas. Por este mismo proceso la hematita se puede formar independientemente. En el caso del presente depósito la martitización se originó por procesos de erosión y/o desgaste, formándose los granos de hematita en planos octaédricos de magnetita; la hematita laminar migra e invade los bordes, y se sitúa en grietas, agujeros y maclas laminares, reemplazando totalmente a la magnetita.

Sucesión paragenética

Para poder efectuar la historia de la paragénesis del yacimiento, se tuvieron en cuenta las conclusiones obtenidas de los estudios macro y microscópicos de los minerales y su relación con las texturas correspondientes. Genéticamente el yacimiento es el producto de una disseminación a partir de fluidos mineralizados, ascendiendo por una columna central tectónica coincidente con una estructura particular hipabisal y expandiéndose centrífuga y zonalmente a partir de ella (Bassi y Rochefort, 1977).

La mineralización presente en este yacimiento se puede clasificar en dos tipos: a) disseminada a través de la roca alterada, y b) en venillas y microvenillas, punto este último a tener en cuenta para discernir la depositación de los minerales en el tiempo y espacio. La presencia de venillas en las muestras estudiadas es menor que la mineralización disseminada. La formación de las primeras se puede deber no sólo a introducción de una nueva fase en fisuras, sino también a un reemplazo entre minerales o a movilización de una fase temprana que se deformó plásticamente. Por eso, no existe siempre un criterio seguro a emplear para la interpretación del origen de las mismas

CUADRO I

	MINERALIZACIÓN PRIMARIA		MINERALES SECUNDARIOS
	Primera etapa mineralizadora	Segunda etapa (fracturación y post miner.)	
Anhidrita	—————		
Yeso	—————		
Cuarzo	—————		
Magnetita	—————		
Molibdenita	—————		
Pirrotina	—————		
Bornita	—————		
Oro nativo	—————		
Pirita	—————	—————	
Blenda	—————	—————	
Calcopirita	—————	—————	
Galena	—————	—————	
Covelina			—————→
Digenita			—————→
"Limonitas"			—————→
Malaquita			—————→
Azurita			—————→

y su relación estrecha con la mineralización disseminada.

Como punto esencial en este tema, generalizando, se considera que el Bajo La Alumbreira fue una masa de roca homogénea afectada por fracturas reticulares y mineralizada a través de ellas por fluidos, los cuales se disseminaron en la masa. (Lowell y Guilbert, 1970).

En el Cuadro I se muestra la depositación simultánea y parcialmente sucesiva de los minerales que se fueron formando a medida que las condiciones físico-químicas, de temperatura y presión lo permitían. Es una asociación relativamente sencilla, estableciéndose mayores temperaturas en profundidad hasta hacerse ligeramente más bajas más cerca de la superficie y hacia afuera del núcleo del pórfido.

Conclusiones

- Se confirma al microscopio la zonación de alteraciones identificada por Sillitoe (1973 a) en su esquema general de campo.
- La alteración potásica, que abarca 0,7 por 0,6 km (Sillitoe, 1973 a), aparece como una asociación de feldespatos potásico-biotita \pm cuarzo \pm anhidrita \pm sericita; existe control

litológico evidenciado por mayor proporción de biotita secundaria en la vulcanita andesítica, mientras que el pórfido riódacítico-dacítico se encuentra mayormente reemplazado por feldespatos potásico-cuarzo. En esta zona la alteración del Bajo La Alumbreira se observó una biotita de calidad moderada a pobre, con algunos sectores esporádicos de biotita de buena calidad que muestra color oscuro, según lo definido por Carson y Jambor (1974). En la alteración potásica existen evidencias de evolución retrógrada a través del pasaje de biotita a clorita y de feldespatos potásico a sericita.

Otra característica de esta zona es la estrecha relación de minerales de alteración con los metalíferos (sulfuros de cobre) y abundancia de magnetita. El cociente pirita-calcopirita es 1,5 : 2, tomando como base los sondeos ubicados dentro de esta zona de alteración, con un valor de 3,3 % de sulfuro de hierro y 4,6 % de sulfuro de cobre.

- La zona de alteración silíceo se manifiesta como la asociación de cuarzo con magnetita abundante, y caracterís-

tico predominio de calcopirita respecto a pirita.

La cantidad de sulfuro de hierro es de 3,7 % y la de sulfuro de cobre 4,4 %, representando ambos valores el promedio de esta zona de alteración. El cociente pirita-calcopirita es de 2,5 : 3,5, comprendiendo los pozos 46-56 (ex 72), 48-58 (ex 73) y 49-57 (ex 80).

- La alteración sericitica-argílica está representada por sericita y arcilla, a veces con cuarzo, sin llegar a formar la verdadera zona filica de Lowell y Guilbert (1970).

Está relacionada estrechamente con un aumento de la cantidad de pirita respecto de calcopirita, habiéndose determinado que el cociente entre ambos sulfuros es 3 : 2,5 respectivamente. Los valores de la diseminación son de 3,8 % de sulfuro de hierro y 2 % de sulfuro de cobre.

- Los minerales predominantes del yacimiento son pirita, magnetita y calcopirita. Se considera moderada la presencia de molibdenita y oro nativo, siendo accesorios la blenda, galena, bornita, pirrotina y especularita. El halo de molibdenita coincide prácticamente con el borde de alteración potásica.
- Los minerales de zona de cementación son covelina y digenita; los productos de oxidación están representados por "limonitas" (hematita, goethita, jarosita e hidróxidos de hierro), siendo muy escasa la presencia de carbonatos de cobre (malaquita y azurita).
- La cantidad de minerales de mena diseminados supera la proporción de los

mismos en forma de venillas y microvenillas.

- El cociente promedio de pirita-calcopirita de todas las perforaciones del depósito ha sido calculado en 4 : 3.
- En base a los estudios efectuados, se puede inferir la existencia de tres períodos de mineralización, que comprenden: a) premineralización (presencia de minerales de alteración hidrotermal); b) mineralización con depositación de minerales metalíferos y de ganga; c) procesos de oxidación-cementación con la depositación de covelina y digenita, malaquita, azurita y "limonitas".
- La asociación mineral presente, la roca de caja a la cual la misma está relacionada, y la estructura del depósito permiten ubicar al Bajo La Alumbraera como un depósito de tipo mesotermal cuya temperatura de formación oscila entre 200 y 300°C.
- El Bajo La Alumbraera es un depósito de cobre porfidico típico y simple con mineralización económica de Cu-Au en las zonas de alteración potásica y silícea. Las leyes hipogénicas determinadas en el año 1974 dieron valores de 0,4 % de cobre y 0,7 g/t de oro (promedio) (González, 1975).

Agradecimientos

Se agradece a las autoridades del Servicio Minero Nacional y de Yacimientos Mineros Agua de Dionisio por haber permitido la publicación del trabajo. A las Doctoras Milka K. de Brodtkorb, Beatriz Coira y Norma Pezzutti por la lectura crítica del manuscrito.

Lista de trabajos citados en el texto

- Bassi, H., 1974. *Estudio complementario del yacimiento diseminado cuproaurífero de La Alumbraera, Catamarca*. Subsecret. de Minería. Inédito, Buenos Aires.
- Bassi, H. y G. Rochefort, 1977. *Estudio geológico del yacimiento diseminado cuproaurífero de La Alumbraera, Catamarca*. Serv. Min. Nac. Inédito, Buenos Aires.
- Camus, F., 1975. *Geology of El Teniente orebody, with emphasis on wall rock alteration*. Ec. Geol., 70 (8): 1341-1372.
- Carson, D. T. J. y J. L. Jambor, 1974. *Mineralogy, zonal relationships and economic significance of hydrothermal alteration at porphyry copper deposits, Babine Lake Area, British Columbia*. CIM Bulletin, 67 (742): 110-133.
- González, O. E., 1975. *Geología y alteración en el cobre porfidico "Bajo La Alumbraera", República Argentina*. II Congr. Iber. Am. Geol. Econ. II: 247-270.
- Guilbert, J. M. y J. D. Lowell, 1974. *Variations in zoning patterns in porphyry ore deposits*. CIM Bulletin, 67 (742): 99-109.

- Hesler, S. E., 1973. Traducción del artículo "Abundancias de cobre, molibdeno y oro en depósitos de cobre porfídico". *Ec. Geol.*, 65: 106-112.
- Jerome, S. E., 1963. Traducción del artículo "Algunos rasgos característicos en la exploración de yacimientos de cobre porfídico". *Western Miner and Oil Review*, 36 (2): 28-37, Vancouver.
- Llambías, E. J., 1970. *Geología de los Yacimientos Mineros Agua de Dionisio, Provincia de Catamarca, República Argentina*. AMPPS, I (1-2): 2-32.
- Lowell, J. D. y J. M. Guilbert, 1970. *Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits*. *Ec. Geol.*, 65: 373-408.
- Meyer, C. y J. J. Hemley, 1967. *Wall rock alteration*. En Barnes, H. L., Ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York, Holt, Reinhart and Winston: 166-235.
- Mezzetti, A., 1963. *Informe sobre las áreas de alteración hidromal en Agua de Dionisio. Catamarca*. Dir. Nac. Geol. Min. Inédito, Buenos Aires.
- Reed, A. J. y J. L. Jambor, 1976. *Highmont - Linearly zoned copper - molybdenum porphyry deposits and their significance in the genesis of the Highland Valley Ores*. En *Porphyry deposits of the Canadian Cordillera*. CIM Special Volume (15): 163-181.
- Romani, R. R., 1968. *Los pórfidos cupríferos "Bajo La Alumbraera" y "Agua Durazno", Dto. Belén, Prov. de Catamarca, Rep. Arg.* Inédito, Y. M. A. D.
- Rose, A., 1970. *Zonal relations of wall rock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits*. *Ec. Geol.*, 65: 920-036.
- Schwartz, G. M., 1947. *Hydrothermal alteration in porphyry copper deposits*. *Ec. Geol.*, 42: 319-352.
- Sillitoe, R. H., 1973 a. *Geology of the Farallón Negro porphyry copper deposits, Northwest Argentina*. United Nations. New York, Unpublished report.
- 1973 b. *The tops and bottoms of the porphyry copper deposits*. *Ec. Geol.*, 68: 799-815.
- 1979. *Some thoughts on gold rich porphyry copper deposits*. *Min. Dep.* 14 (2): 161-174.
- Sillitoe, R. H. y A. H. Clark, 1969. *Copper and copper - iron sulfides as the initial products of supergene oxidation, Copiapó Mining District, Northern Chile*. *Am. Mineral.*, 54: 1684-1710.
- Uytenbogaardt, W. y E. A. J. Burke, 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

Recibido: 16 noviembre, 1979.

MARTA CARMEN GODEAS
Servicio Minero Nacional
Av. Santa Fe 1548 - 4º piso
1060 Buenos Aires

SUSANA J. SEGAL de SVETLIZA
Servicio Minero Nacional
Av. Santa Fe 1548 - 4º piso
1060 Buenos Aires

EDADES GEOLOGICAS, RADIMETRICAS Y MAGNETICAS DE ALGUNAS VULCANITAS CENOZOICAS DE LAS PROVINCIAS DE SANTA CRUZ Y CHUBUT.

ANA M. SINIATO

Resumen

Se presentan los resultados paleomagnéticos y las edades geológicas y radimétricas (K-Ar) de basaltos cenozoicos aflorantes en la zona extraandina de las provincias de Santa Cruz y Chubut. Se comparan estos resultados con la finalidad de valorar la edad asignada a los basaltos. Se utilizan las direcciones de magnetismo remanente estable para confirmar o definir la existencia de más de una unidad magmática en una misma área de muestreo y para establecer la posible correlación existente entre las distintas unidades.

Abstract

The palaeomagnetic results and the geological and radiometric (K-Ar) ages of cenozoic lava flows exposed in the extraandine zone of the provinces of Santa Cruz and Chubut are given. These results are compared to evaluate the age assigned to those lava flows. The directions of stable remanent magnetization are used to confirm or to define the existence of more than one magmatic unit in a single sampling area and to establish the possible correlation among the unities.

Introducción

La dirección y la polaridad de la magnetización remanente estable (m.r.e.) (Valencio, 1965) de las rocas puede utilizarse para valorar su edad y establecer la posible correlación existente entre las mismas (Valencio, 1976). Esta aplicación está basada en la comparación, por un lado de las direcciones de la m.r.e. de rocas asignadas a una misma edad por los estudios geológicos previos y, por otro de la polaridad de dicha m.r.e. con la cronología de reversiones de campo magnético terrestre (c.m.t.).

En las provincias de Santa Cruz y Chubut afloran rocas efusivas, las que han sido asignadas al Cenozoico. El estudio de estas rocas está incluido dentro del Proyecto N° 120 de Evolución Magmática de los Andes del Comité Argentino de Correlación Geológica y es un programa conjunto del Servicio Geológico Nacional, el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires y el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica.

En este trabajo se presentan los resultados del estudio radimétrico y paleomagnético realizado con muestras extraídas de coladas basálticas de las provincias de Santa Cruz y Chubut.

Estudio geológico y muestreo

Fue realizado por los doctores Roberto Caminos y Emilio F. González Díaz, ambos profesionales del Servicio Geológico Nacional.

Los principales sectores de extracción se hallan en:

a) *Provincia de Santa Cruz.* La zona de estudio está situada en las inmediaciones del Lago Buenos Aires, entre los paralelos 46°30' y 47°20' S y los meridianos 70°20' y 71°20' W aproximadamente (fig. 1). El sustratum está integrado por vulcanitas de edad jurásica media (± 158 m.a.), que integran el Complejo El Quemado y que afloran en el cercano río Las Pinturas. Estas vulcanitas serían equivalentes temporales de las Formaciones Marifil y Chon Aike, del área extraandina. A este complejo volcánico deben agregarse las posteriores sedimentitas continentales cretácicas del "Chubutense". El resto de la columna geológica corresponde íntegramente al Cenozoico, mostrando preeminencia de vulcanitas basálticas, depósitos continentales terciarios y depósitos vinculados con la glaciación pleistocena. El terciario sedimentario asoma en el borde norte de la meseta del

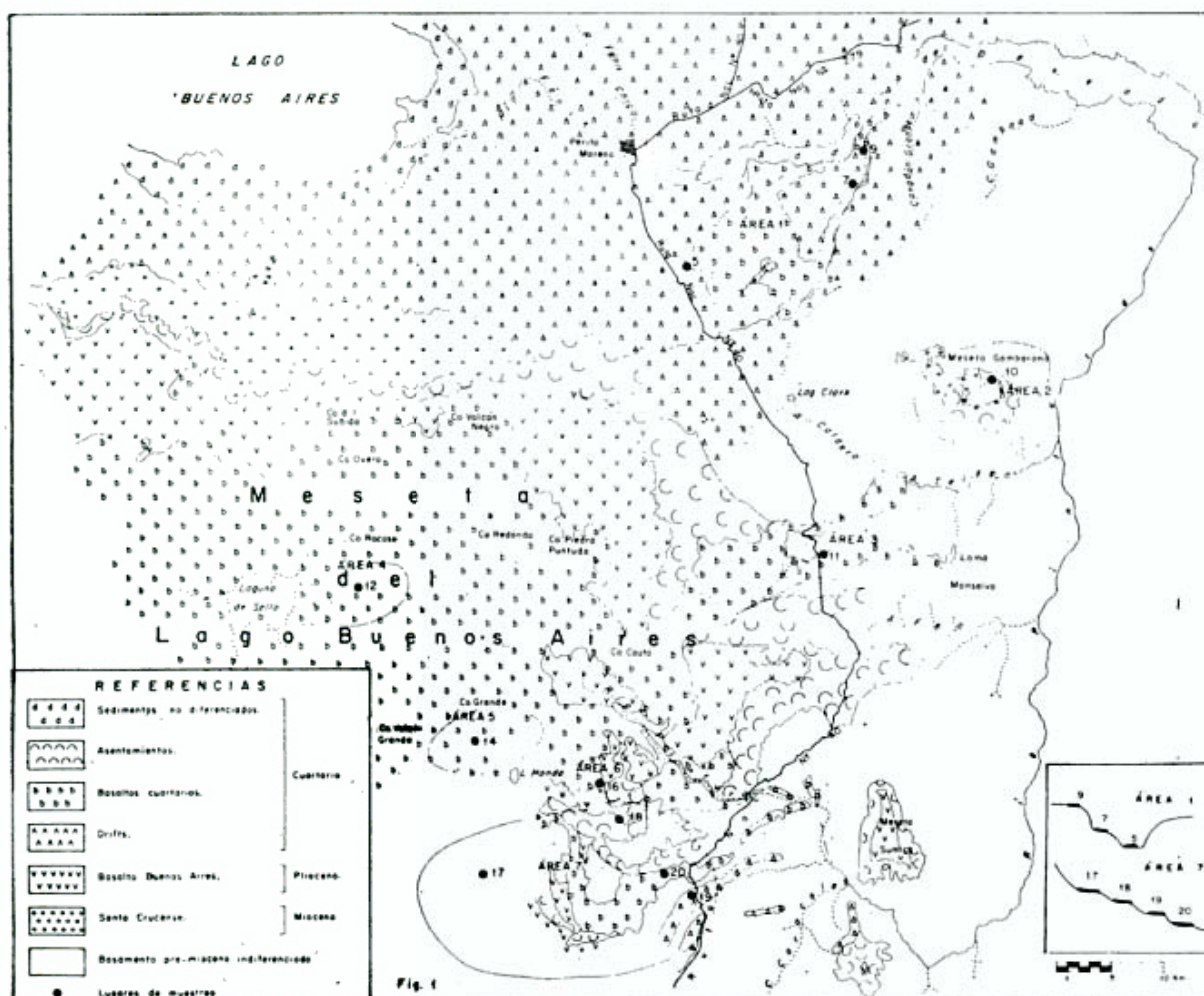


Fig. 1. — Ubicación de las áreas de muestreo en la provincia de Santa Cruz.

lago Buenos Aires y en el aislado remanente de la Meseta Gambarana, siendo equivalente al llamado "Santacruzense" y "Friasense" del Neoterciario.

Las vulcanitas basálticas terciarias integran la extensa planicie estructural (plateau) del lago Buenos Aires y aquellos remanentes aislados (testigos) de las mesas o mesillas (Gambarana y Summich) individualizadas entre la mencionada planicie y el valle del río Pinturas. Dichas vulcanitas son clásicos basaltos olivínicos, cuyo origen se supone derivado a partir de erupciones fisurales. Su edad en general es asignada al Plioceno.

El área estuvo sometida a la influencia de la glaciación pleistocena; sus depósitos son particularmente distinguibles en la región oriental del lago Buenos Aires, donde se observan excelentes ejemplos de arcos morénicos (till) y extensos depósitos de drift estratificado. Pruebas de la exaración glaciaria son bien discernibles en la cuenca correspondiente al lago Pueyrredón (zona

sud y sudeste de la meseta del lago Buenos Aires), particularmente observables en imágenes de satélites.

Durante el Holoceno ocurrieron numerosas erupciones basálticas del tipo central. Constituyen los pequeños volcancitos que se destacan por encima del nivel correspondiente a la planicie estructural del lago Buenos Aires y aquellos aislados (tales como el cerro Volcán) del sector topográficamente inferior a la misma. Las coladas originadas en los volcanes de la planicie no sólo cubren su superficie, sino que también descienden de la misma por sus flancos, derramándose por su abrupta escarpa de erosión o proyectándose por los valles aguas abajo, encauzándose y desplazándose controladas por los mismos; buenos ejemplos de ello se observan en el Arroyo Page y en la zona cercana a la estancia "La Vizcaína". En ocasiones es posible reconocer el reiterado encauzamiento de las coladas basálticas holocenas, originadas en sucesivas erupciones del tipo múltiple. Ello se obser-

TABLA 1. — Datos analíticos y edad K-Ar de basaltos de las provincias de Santa Cruz y Chubut.

Provincia	Zona	Sitio	Area	Unidad	Edad geológica	K %	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ 10 ⁻¹⁰ mol/g	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ %	Edad m.a.
Santa Cruz	Lago Buenos Aires	Cerro Volcán	1	5	Holoceno	1.93	0.0097	98.3	0.3 ± 0.1
		Arroyo Page	1	7 9	> N° 5 > N° 7	1.83 1.15	0.0064 0.402	97.5 42.0	0.2 ± 0.1 20 ± 2
		Meseta Gambarana	2	10 B y C	> N° 9	0.96	0.187	39.3	11 ± 1
		Sur del río Telken	3	11	Holoceno	2.20	0.053	68.7	1 ± 0.5
		Norte del Cerro Colorado y Laguna Honda	4 y 5	12 y 14	Pleist.-Holoc.	1.68	0.055	79.9	1.8 ± 0.5
		Cerro Puntudo	6	16 C	Plioc.-Holoc.	0.95	0.158	53.4	9 ± 1
		Cerro Puntudo niveles intermedios	7	17 19 20	Mioc.-Plioc. < N° 17 < N° 19	0.67 1.52 1.61	0.118 0.010 0.111	83.4 88.2 73.5	10 ± 1 0.4 ± 0.3 4 ± 1
		Alto del río Senguer	8	23	Mioceno	1.32	1.747	11.7	75 ± 3
		Ribera norte del lago Fontana	9	24	Pleist. tempr.	1.52	0.106	55.0	4 ± 1
		Cerro El Pedrero	10	27	Pleist.-Holoc.	1.78	0.089	75.2	3 ± 1
		Ruta de Facundo a Sarmiento	11	29	Pleist. tempr.	1.66	0.111	83.9	4 ± 1
		Cerro San Bernardo	12	30 A y B	Mioc.-Plioc.	1.39	0.687	24.9	28 ± 2
		Chubut	Colonía Sarmiento	Norte del Brazo Norte del lago Colhue Huapi	13	32 B	Mioc.-Plioc.	1.13	0.529

va en el curso del Arroyo Telke y en las cercanías de la estancia "La Vizcaína", donde tres coladas sucesivas aparecen diversamente dispuestas altimétricamente, como tres distintivas terrazas estructurales. Son un típico producto del reiterado relleno por coladas y excavación fluvial del valle. Los conos piroclásticos se levantan algunas decenas (hasta centenas) de metros sobre la superficie de la referida planicie estructural. Algunos muestran el desarrollo de cráteres, a veces ocupados por lagunas; en ocasiones se reconoce el apertillamiento de los mismos. Las coladas del cerro Volcán aparecen cubriendo el relieve glaciario morénico, dejando numerosas ventanas lávicas convexas (step-toes), representadas por elevaciones del relieve glaciario preexistente.

Los fenómenos de remoción en masa (asentamientos principalmente) tienen una activa participación en la destrucción progresiva y retroceso del frente de las planicies estructurales (mesetas).

En esta zona se recogieron 26 muestras de mano orientadas; los sitios de recolección están indicados en la figura 1.

b) *Provincia de Chbut*: En las proximidades del lago Fontana (45° S, 71°20' W) y de Colonia Sarmiento (45°30' S, 69° W) afloran lavas basálticas, las que han sido asignadas al Mioceno, Plioceno y Pleistoceno. Se extrajeron 17 muestras de mano orientadas, de diferentes unidades lávicas de estas zonas: 6 de las inmediaciones del lago Fontana y 11 de las cercanías de Colonia Sarmiento.

Estudio radimétrico

Se realizaron determinaciones de edad radimétrica, por el método K-Ar, de algunas de las lavas mencionadas en el ítem anterior. Estos estudios fueron realizados en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica. Las técnicas empleadas son las descritas por Linares y Valencio (1974). En la tabla 1 están resumidos los datos analíticos de dicho estudio; en la misma también se indican las edades sugeridas para esas lavas a partir del análisis de campo.

Estudio paleomagnético

De cada una de las muestras de mano se cortaron dos cilindros de 2,5 cm de diámetro, y de cada uno de ellos, a su vez

uno o dos discos de 1 cm de espesor. Se midió la magnetización remanente natural (m.r.n.) de los mismos con un magnetómetro tipo spinner. Un disco piloto por muestra fue sometido a un proceso de desmagnetización por campos alternos crecientes en etapas de 50 Oe, hasta 300 Oe. De esta forma se eliminó la magnetización remanente secundaria y se pudo elegir el campo "óptimo" que permite aislar mejor la m.r.e. El criterio utilizado para la elección fue que la dirección de magnetización de la muestra no presentara cambios significativos para campos desmagnetizantes mayores que el "óptimo". Los restantes discos de la muestra fueron sometidos a dicho campo "óptimo" para definir mejor la dirección de su m.r.e.

Se aplicó la estadística de Fisher (1953) para calcular el valor medio de la dirección de las m.r.n y m.r.e. de cada muestra. En los casos en que se contaba con más de una muestra correspondiente a una determinada unidad magmática, se calculó de igual modo la dirección media de la m.r.n. y m.r.e. de la misma, utilizando como base la m.r. media de cada una de sus muestras (tabla 2). En la misma tabla también se ha indicado la polaridad de la m.r.e. de cada una de las unidades estudiadas (N, normal; R, reversa). La figura 2 muestra las direcciones promedio de la m.r.e. para cada unidad magmática de las provincias de Santa Cruz (a) y Chubut (b). Se calcularon los polos geomagnéticos virtuales (P.G.V.) para cada unidad magmática (tabla 2). La posición de dichos P.G.V. fue utilizada para definir aquellas unidades que presentaban una dirección de m.r.e. oblicua. Para ello se usó el criterio seguido por Valencio, Vilas y Mendía (1977): una dirección oblicua es aquella que define un P.G.V. que dista más de 40° del polo promedio. En la tabla 2, a aquellas unidades que presentan una dirección de magnetización remanente oblicua se las individualizó por la letra O; el signo (N) o (R) indica que dicha dirección es más cercana a la correspondiente a la polaridad normal o reversa respectivamente.

El promedio de las posiciones de los P.G.V. de las unidades estudiadas (excluyendo aquellas cuya dirección de m.r.e. es oblicua) es, en la provincia de Santa Cruz 80.7° S 284.3° E (N = 11, k = 12, $\alpha_{95} = 13.4^\circ$), y en la provincia de Chubut 84.3° S 268.1° E (N = 6, k = 15, $\alpha_{95} = 17.7^\circ$). La posición media de los P.G.V. de ambas

TABLA 2. — Datos paleomagnéticos de algunos basaltos de las provincias de Santa Cruz y Chubut. N: número de muestras; n: número de discos; D e I declinación e inclinación de la m.r.; k: parámetro de precisión; α_{95} : semicírculo dentro del cual se halla la dirección de la m.r. con el 95 % de probabilidad.

Provincia	Area	Unidad	N	n	m.r.n.					m.r.e.					P.C.V. (Sur)	
					D (°)	I (°)	α_{95} (°)	k	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	k	Polaridad	Lat. (°) S	Long. (°) E	
Santa Cruz	1	5	1	3	19.6	-65.1	3.2	1455	20.2	-64.0	2.6	2163	N	76.0	203.1	
		7	1	3	8.8	-69.9	6.6	340	10.5	-70.8	10.0	151	N	79.1	255.4	
	2	9	1	3	16.5	67.9	5.6	472	161.4	68.6	2.8	1873	R	76.7	348.0	
		10	3	9	324.2	-56.2	80.1	3	342.2	-70.5	14.2	76	N	76.1	156.3	
	3	11	2	6	291.0	-63.4	65.2	17	319.6	-59.9	5.1	2394	N	60.5	15.3	
		12	3	9	20.8	44.8	65.3	5	78.0	79.5	14.1	77	O (R)	40.1	315.0	
	5	14	3	9	60.2	83.0	20.9	36	87.5	84.3	18.1	47	R	45.9	305.0	
		16 A	1	3	100.8	-24.1	5.3	524	81.6	-34.1	6.3	380	O (N)	19.2	205.4	
	6	16 B	1	3	44.3	-26.9	3.6	1118	21.1	-59.4	15.3	66	N	73.1	180.2	
		16 C	1	3	139.3	-59.0	18.4	46	148.2	-71.5	18.9	43	O (N)	17.1	270.6	
	7	17 A	1	3	237.0	-21.6	3.4	1264	341.8	-64.2	7.8	1001	N	77.6	15.1	
		17 B	1	3	189.7	85.8	6.6	345	151.3	52.3	3.7	1096	R	63.8	317.8	
	8	18 A	1	3	155.1	83.1	10.9	128	243.0	78.8	3.9	956	R	53.0	255.4	
		18 B	1	3	53.2	40.3	3.8	1002	103.8	66.2	3.1	1533	O (R)	41.3	347.3	
	9	19	2	6	46.8	47.3	67.0	16	30.2	62.2	62.3	18	O (R)	5.0	310.1	
		20	3	9	27.1	-63.0	9.3	177	25.6	-62.7	7.4	276	N	71.9	196.8	
10	23	2	6	352.9	-61.2	27.6	83	5.3	-61.0	20.9	144	N	85.1	163.4		
	24	2	6	340.3	-53.5	31.7	64	340.5	-53.0	40.4	40	N	71.1	49.5		
11	25	2	5	4.7	-45.7	90.0	5	346.0	-66.1	22.3	127	N	79.8	354.2		
	27	3	5	57.0	-64.2	27.8	21	68.0	-72.9	24.6	26	N	47.8	246.8		
12	29	3	9	337.4	-75.9	10.8	129	12.0	-59.6	8.2	224	N	81.4	204.4		
	30 A y B	2	6	21.4	-59.5	11.7	33	1.9	-55.8	7.2	86	N	81.3	301.1		
13	30 C	1	3	118.6	-48.0	4.4	764	117.5	-48.5	2.1	3345	O (N)	3.7	240.2		
	32 A	1	3	278.3	-6.0	4.6	705	286.0	-2.4	10.9	128	O (N)	12.2	318.0		
	32 B	1	3	279.0	16.0	7.5	266	291.1	15.9	13.1	88	O (N)	9.2	42.4		

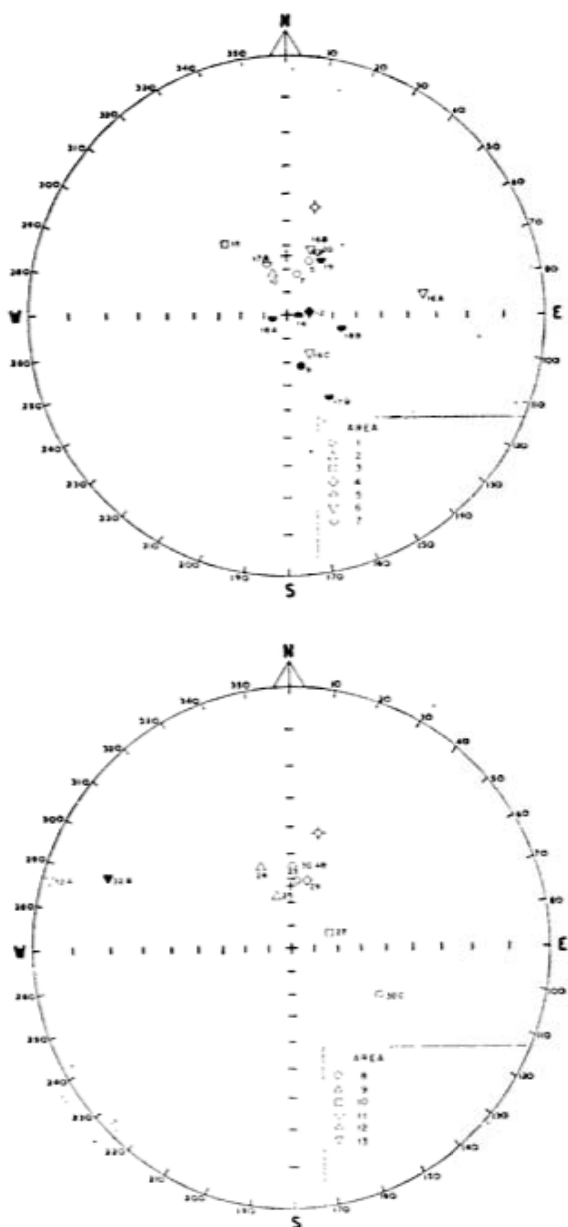


Fig. 2. — Direcciones de la m.r.e. de cada una de las unidades magmáticas estudiadas en las provincias de Santa Cruz (a) y Chubut (b). El símbolo utilizado individualiza el área de muestreo y el número la unidad. Símbolos abiertos indican inclinación negativa; cerrados, inclinación positiva. \odot representa la dirección del c.m.t. actual en el lugar de muestreo y $+$ la dirección del campo dipolar axial en dicho lugar.

zonas es 79.0° S 300.2° E ($N = 19$, $k = 11$, $\alpha_{95} = 10.7^{\circ}$).

Análisis de resultados

a) Provincia de Santa Cruz

Area 1. Las muestras extraídas (5, 7 y 9) provienen de unidades ubicadas en dis-

tintos niveles topográficos (ver esquema fig. 1). A la unidad de la cual se extrajo la muestra 5 le fue asignada una edad holocena; a las entidades de las cuales se obtuvieron las muestras 7 y 9 se les asignó una edad mayor, creciente en ese orden. Los resultados del estudio radimétrico (tabla 1) son coherentes en indicar que la edad de la unidad 9 es mayor que la de la unidad 5; sin embargo es de observar que la edad radimétrica de la unidad 5 es mayor que la sugerida por el estudio geológico. La polaridad normal (tabla 2) de la muestra 5 es consistente tanto con su edad geológica como con su edad radimétrica (ver cronología de las reversiones de polaridad del c.m.t., Valencio, Linares, Villas y Nabel, 1979, fig. 3). La polaridad reversa de la muestra 9 es coherente en indicar una mayor edad para la unidad magmática respectiva; sin embargo no es suficiente para cuantificarla.

Area 2. Las muestras recogidas (10A, 10B y 10C) provienen de un mismo manto basáltico; el estudio geológico le asigna a esta unidad una edad mayor que las del área 1. La edad K-Ar obtenida indica una edad miocena. Las direcciones del m.r.e. de las muestras son próximas entre sí, lo que confirma que provienen de una misma unidad magmática.

Area 3. Las muestras recolectadas (11B y 11C) provienen de un manto al que se le asigna una edad holocena, coetánea con la de la unidad 5 del área 1. La datación radimétrica indica una edad mayor (1 ± 0.5 m.a.). La polaridad normal de dichas muestras es coherente tanto con la edad geológica como con la radimétrica. La dirección de su m.r.e. difiere de la correspondiente a la unidad 5, lo que sugiere edades magnéticas diferentes.

Areas 4 y 5. Se recogieron tres muestras en cada una de estas áreas (12A, 12B, 12C y 14A, 14B y 14C, respectivamente). El estudio geológico asigna a las unidades muestreadas en cada área al Pleistoceno tardío-Holoceno y las considera posibles contemporáneas de una tercer unidad, cuya edad radimétrica es 1.8 ± 0.5 m.a. La polaridad y la dirección del m.r.e. indican que se trata de una sola unidad magmática. Los datos radimétricos y paleomagnéticos sugieren una Edad Matuyama (pleistocena temprana).

Area 6. Las muestras fueron extraídas de una colada de basalto fresco que des-

ciende del Cerro Puntudo. Se trata de una zona de contacto entre basaltos terciarios y cuaternarios por lo que no se pudo determinar la edad de la unidad muestreada. La datación radimétrica (9 ± 1 m.a.) sugiere una edad miocena. Las direcciones de la m.r.e. de las tres muestras (16A, 16B y 16C) son diferentes entre sí (fig. 2 a). Esto puede tener las siguientes explicaciones: i) que algunas de las muestras no estaban *in situ*; esto es particularmente válido para las muestras 16A y 16C, por tener polaridad oblicua; ii) que las edades magnéticas de las muestras son diferentes y iii) que la m.r.e. aislada es la suma de m.r. térmicas adquiridas durante diferentes episodios magnéticos; lo que también sería particularmente válido para las muestras 16A y 16C. Aunque no es posible discernir entre estas tres posibles causas, los autores se inclinan por aceptar la última de las mismas.

Area 7. Las muestras se recogieron de unidades situadas en distintos niveles topográficos (ver esquema fig. 1). El estudio de campo sugiere para la unidad magmática topográficamente más alta (muestras 17A y 17B) una edad miocena-pliocena, y para las demás unidades una edad tanto más joven cuanto menor es la cota topográfica; asignando una edad pleistocena-holocena a la unidad más baja (muestras 20A, 20B y 20C). El estudio radimétrico indica que la unidad magmática más alta topográficamente es la más antigua, correspondiéndole una edad miocena, y que la edad radimétrica en el nivel más bajo es de 4 ± 1 m.a. (pliocena). La unidad sobreyacente a esta última (muestras 19A y 19B) tienen una edad radimétrica de 0.4 ± 0.3 m.a., lo que indica una contradicción con la interpretación ya mencionada. Las muestras recogidas del nivel topográficamente más alto presentan una m.r.e. de polaridades opuestas (una normal, otra reversa), lo que sugiere la presencia de dos unidades magmáticas; estas unidades tuvieron que formarse con una diferencia en el tiempo mayor a los 2000 años, lapso que tarda el c.m.t. en cambiar su polaridad. Las muestras recolectadas del nivel subyacente del anterior (18A y 18B) presentan también diferencias en la dirección de su m.r.e. (una reversa, otra oblicua reversa), siendo la interpretación análoga a la anteriormente mencionada. La comparación de las direcciones de m.r.e. de las distintas unidades magmáticas indica para las mis-

mas diferentes edades magnéticas; pero no permite definir el orden cronológico de su formación. Sin embargo la comparación con las direcciones de m.r.e. de otras unidades sugiere que la edad magnética de la unidad 17A es próxima a la de la unidad 10 del área 2 (11 ± 1 m.a.; Mioceno), lo que es coherente con sus edades radimétricas. El mismo razonamiento indicaría para la unidad 18A una edad magnética similar a la de las unidades 12 y 14 correspondientes a las áreas 4 y 5 respectivamente (1.8 ± 0.5 m.a.; Plioceno). Análogamente se sugiere para la unidad 20 una edad magnética semejante a la de la unidad 5 del Area 1 (0.3 ± 0.1 m.a.; Pleistoceno tardío-Holoceno); esto se contradice con la edad radimétrica que le fue asignada a dicha unidad (4 ± 1 m.a.). Luego la evidencia geológica y los datos paleomagnéticos coinciden en sugerir para la unidad magmática más baja topográficamente una edad más joven que las restantes.

b) Provincia de Chubut

Area 8. Las muestras (23A y 23B) fueron extraídas de una unidad magmática, asignada al Mioceno, situada en la base de una secuencia de lavas de unos 150 m de desarrollo. La edad radimétrica sugiere para esta unidad una edad cretácica tardía.

Area 9. Se extrajeron muestras de dos sitios distanciados aproximadamente 11 km (24A, 24B y 25A, 25B, respectivamente). La edad radimétrica de la muestra 24, extraída en la ribera norte del lago Fontana sugiere una edad pliocena temprana. Las direcciones de la m.r.e. promedio de cada uno de los sitios (fig. 2 b), no permite definir si se trata de una o más unidades magmáticas.

Area 12. Se extrajeron tres muestras (30A, 30B y 30C) de las proximidades del cerro San Bernardo. Las direcciones de la m.r.e. sugieren la presencia de dos unidades de diferente edad magnética; una de ellas, aquella de la cual fueron extraídas las muestras 30A y 30B, tiene una edad radimétrica de 28 ± 2 m.a. (Oligoceno-Mioceno).

Area 13. Las muestras (32A y 32B) fueron extraídas en la parte septentrional del brazo norte del lago Colhue Huapi. La dirección de la m.r.e. sugiere la presencia de dos unidades magmáticas.

Cabe mencionar que la posición polar promedio obtenida para las unidades de ambas provincias (79.0° S, 300.2° E, $N = 19$, $k = 11$, $\alpha_{95} = 10.7^{\circ}$) es coherente con el polo cenozoico para América del Sur (Valencio, Vilas y Mendía, 1975).

Conclusiones

En la mayoría de los casos presentados se cumple que la edad K-Ar de las unidades magmáticas estudiadas es mayor que aquellas sugeridas por las evidencias de campo. Esto ya fue observado para otras lavas cenozoicas extraandinas de las provincias de Neuquén y Mendoza por Valencio, Linares y Creer (1970) y Valencio, Linares, Vilas y Nabel (1979). Sin embargo es de mencionar aquí, que las dataciones radimétricas en vulcanitas asignadas al Cuartario, por lo general, tienen incertidumbres altas.

Los datos paleomagnéticos han demostrado que pueden definir o confirmar la existencia de más de una unidad magmática en una misma área de muestreo, en aque-

llos casos en que su presencia no puede ser deducida por la observación geológica y/o por las edades radimétricas. Asimismo han demostrado su bondad para establecer la posible correlación entre las unidades magmáticas de distintas áreas. En tal sentido, su aplicación es un complemento eficaz de la cronología geológica y de la datación radimétrica.

Agradecimientos

La autora desea expresar su profundo reconocimiento a los Doctores Roberto Caminos y Emilio F. González Díaz que llevaron a cabo el muestreo y le facilitaron además el mapa y la descripción geológica que aparecen en este trabajo. Quede constancia también de su agradecimiento al Ing. Daniel A. Valencio por largas y útiles discusiones.

La autora agradece al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Universidad de Buenos Aires por la ayuda brindada, la cual hizo posible la preparación del presente trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Fisher, R. A., 1953. *Dispersion on a sphere*. Proc. Roy Soc. A, 217: 295-305, London.
- Linares, E. y D. A. Valencio, 1974. *Edades Potasio Argón y paleomagnetismo de los diques traquibasálticos del Río de los Molinos, Córdoba Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (3): 341-348, Buenos Aires.
- Valencio, D. A., 1965. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético del basalto de la Barda Negra*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (1): 7-28, Buenos Aires.
- 1976. *Edades de Formaciones Neopaleozoicas y Eomesozoicas de América del Sur a partir de su magnetismo remanente*. VI Congr. Geol. Arg., Actas 1: 519-525, Buenos Aires.
- Valencio, D. A., E. Linares y K. M. Creer, 1970. *Palaeomagnetism and K-Ar ages of cenozoic basalts from Argentina*. Geophys. J. Roy Astr. Soc., 19: 147-164, London.
- Valencio, D. A., E. Linares, J. F. Vilas y P. E. Nabel, 1979. *Edades magnéticas y radimétricas de algunas magmatitas cenozoicas de las provincias del Neuquén y Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIV (1): 36-41, Buenos Aires.
- Valencio, D. A., J. F. Vilas y J. E. Mendía, 1975. *Palaeomagnetism of Quaternary rocks from South America*. An. Acad. Brasil. Cienc., 47 (suplemento): 22-32, Brasil.
- Valencio, D. A., J. F. Vilas y J. E. Mendía, 1977. *Palaeomagnetism of a sequence of red beds of the Middle and Upper Sections of Paganzo Group (Argentina) and the correlation of Upper Palaeozoic - Lower Mesozoic rocks*. Geophys. J. Roy Astr. Soc., 51: 59-74, London.

Recibido: 5 febrero, 1980.

ANA M. SINITO

Consejo Nac. de Invest. Científicas y Técnicas
Fac. Ciencias Ex. y Nat.
Ciudad Universitaria, Pabellón 2
1428 Núñez, Buenos Aires.

EL SIGNIFICADO GEOLOGICO DE LOS RESULTADOS DEL ESTUDIO PALEOMAGNETICO DE VULCANITAS ALCALINAS DE LAS PROVINCIAS DE SAN LUIS Y CORDOBA.

D. A. VALENCIO, M. G. LOPEZ, P. SOLA y C. VILLANI

Resumen

Se presentan los resultados del estudio paleomagnético de 26 muestras extraídas de cinco cerros volcánicos de los alrededores de la localidad de Las Chacras (Prov. de San Luis) y de cuatro de la región Villa Mercedes-Chaján (Provincias de San Luis y Córdoba).

La posición polar promedio para estas vulcanitas (70° S 37° E, $N = 13$, $A_{95} = 11^{\circ}$, $k = 14$) es coherente con la edad cretácica tardía-terciaria temprana sugerida para las mismas por estudios radiométricos.

La dirección y la polaridad del magnetismo remanente estable aislado de las muestras indican la presencia de vulcanitas formadas durante dos o más episodios volcánicos en los cerros Cerrito Negro II, III y V, de los alrededores de la localidad de Las Chacras, y en los cerros La Piedra y La Madera, de la región Villa Mercedes-Chaján. Un lapso mínimo del orden de los 1000 años debió transcurrir entre los episodios magmáticos que originaron las vulcanitas del cerro Cerrito Negro I y las del cerro La Madera, respectivamente. Asimismo, los datos paleomagnéticos sugieren que algunas de las vulcanitas presentes en diferentes cerros de cada una de las regiones, se formaron durante un mismo episodio o en episodios magmáticos próximos entre sí en el tiempo.

Introducción

En los alrededores de la localidad de Las Chacras (provincia de San Luis) y de la región Villa Mercedes-Chaján (provincias de San Luis y Córdoba) se presentan afloramientos, de reducida extensión areal, de vulcanitas alcalinas (fig. 1). Estas vulcanitas fueron estudiadas por diversos autores quienes asignaron una edad cuartaria para las mismas. Recientemente, Solá (1979) y López (1979) presentaron los resultados de detallados estudios geológicos y petrológicos de estas vulcanitas, realizados bajo la dirección del Doctor B. Quartino, y las edades K/Ar obtenidas en muestras recogidas en cuatro de sus manifestaciones. Sobre la base de éstas las autoras asignaron una edad cretácica tardía a terciaria temprana a dichas vulcanitas alcalinas. Las autoras, además,

Abstract

Palaeomagnetic data from 26 hand samples collected in nine volcanic hills situated near Las Chacras (Province of San Luis) and Villa Mercedes-Chaján (Provinces of San Luis and Córdoba), are given. Samples were submitted to AC cleaning.

After cleaning the samples yielded a palaeomagnetic pole position at 70° S 37° E ($N = 13$, $A_{95} = 11^{\circ}$, $k = 14$) which is consistent with the K/Ar ages (late Cretaceous - early Tertiary) for igneous rocks from four of those hills.

The direction and the polarity of the isolated stable remanence indicate that rocks formed during two or more volcanic episodes are present in the hills Cerrito Negro II, III and V, from Las Chacras, and in the hills La Piedra and La Madera, from Villa Mercedes-Chaján. At least a time span of 1000 years elapsed between the volcanic episodes in which the igneous rocks of the hills Cerrito Negro II and La Madera, respectively, were formed. The palaeomagnetic data also suggest that some of the igneous rocks from each zone were formed during either a same volcanic episode or volcanic episodes which occurred closely in time.

recogieron muestras orientadas, para su estudio paleomagnético, de nueve de estos afloramientos de vulcanitas. En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del estudio paleomagnético de estas muestras, se discute el significado geológico de los mismos y se los compara con los resultados de estudios paleomagnéticos de otras rocas de edad cretácica tardía de América del Sur (Vilas y Valencio, 1978 y Valencio *et al.*, en prensa).

El significado geológico de los datos paleomagnéticos de rocas igneas

En sus esfuerzos de acercarse a la verdad en cuanto a la historia geológica de un

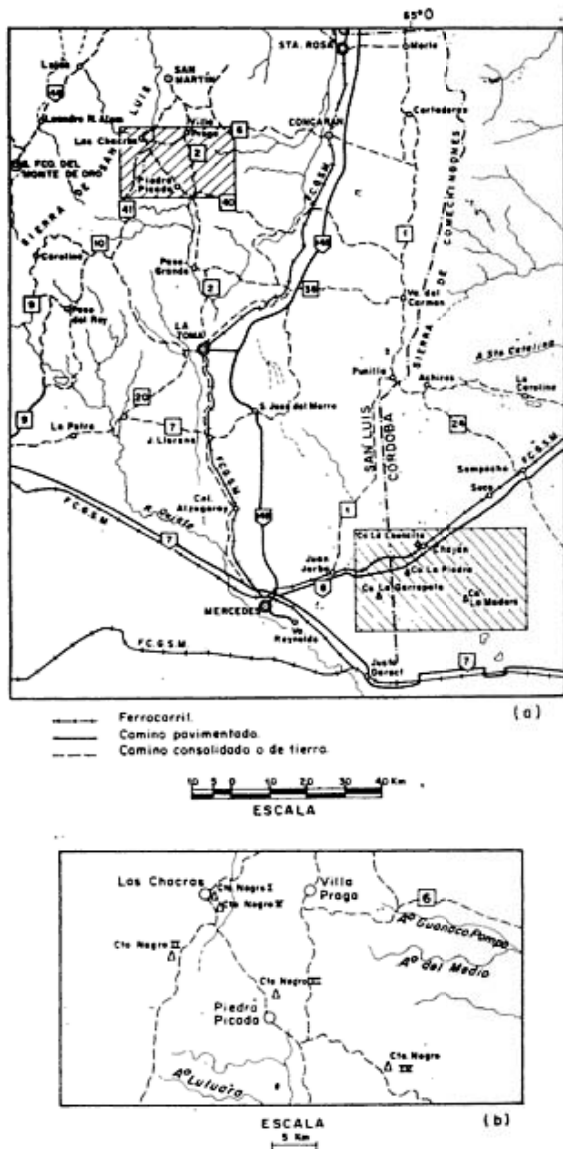


Fig. 1. — Localización de los cerros volcánicos de los alrededores de Las Chacras (a y b, Solá, 1979) y Villa Mercedes-Chaján (a, López, 1979), Provincias de San Luis y Córdoba, objeto de este estudio.

área, el geólogo debe hacer uso de toda la información disponible. En las últimas décadas han sido publicados numerosos trabajos en los que se presentan los resultados obtenidos de estudios paleomagnéticos realizados con rocas de diferentes orígenes y distintas edades. Estos resultados guardan información que, interpretada adecuadamente, puede coadyuvar en el esfuerzo de conocer la historia geológica de las áreas de donde dichas rocas fueron recolectadas. Esta interpretación, obviamente, debe ser armónica con los datos estratigráficos, paleontológicos, tectónicos, radimétricos, etc., de las áreas en cuestión. Sin embargo pueden presentarse situaciones extremas, áreas en

las cuales estos datos son escasos; en estos casos los resultados de los estudios paleomagnéticos pueden constituir uno de los pilares sobre los cuales fundamentar la historia geológica de una región.

Por otra parte existen áreas donde los datos geológicos han dado origen a interpretaciones no consistentes entre sí. Este es el caso de las vulcanitas alcalinas de las provincias de San Luis y Córdoba, motivo del presente trabajo, donde estudios detallados de campo y gabinete realizados recientemente (Solá, 1979 y López, 1979) han dado origen a interpretaciones que difieren de las sugeridas anteriormente. Particularmente, el tipo de afloramiento y la reducida extensión areal de los mismos no permiten establecer una relación cronológica clara de las vulcanitas con las rocas adyacentes, a tal punto que sólo las determinaciones radimétricas permitieron acotar la edad de las mismas. En estos casos, los datos paleomagnéticos pueden ser de utilidad para valorar las interpretaciones previas y, en ocasiones, conocer detalles geológicos no revelados por los estudios previos.

En este caso, en que las rocas involucradas son vulcanitas, el principio de aplicación de los estudios paleomagnéticos se basa en el hecho que toda roca volcánica adquiere memoria (magnetismo remanente térmico, m.r.t.) de la dirección y polaridad del campo magnético terrestre (c.m.t.) presente durante su enfriamiento (Valencio, 1964). Puesto que el c.m.t. es de alcance global, la dirección del m.r.t. adquirido por una vulcanita debe ser coherente con la dirección del c.m.t. correspondiente a la zona en estudio en la época de su enfriamiento a partir del magma original. Luego, la simple comparación de la dirección promedio del m.r.t. de un grupo de vulcanitas con la dirección promedio del c.m.t. correspondiente a la época del magmatismo que las originó permite valorar la edad absoluta previamente asignada a las mismas. En este razonamiento, obviamente, se está asumiendo que no hubo movimientos diastróficos relativos entre los distintos cuerpos volcánicos desde el momento de la extrusión o que si los hubo han dejado su rastro de modo que una simple corrección permite desandar sus efectos.

Asimismo, dentro de una misma zona, la polaridad del m.r.t. de las rocas volcánicas permite distinguir, en algunos casos, si las mismas se formaron durante uno o más episodios volcánicos diferentes. Para ello

basta que alguna de las magmatitas se haya originado en un episodio durante el cual el c.m.t. tuvo polaridad opuesta que aquél (o aquéllos) en el cual (los cuales) se originaron las restantes. Luego, vulcanitas con m.r.t. de igual dirección pero de polaridades opuestas (normal y reserva) en una misma zona, indican la presencia de, por lo menos, dos episodios magmáticos diferentes, separados en el tiempo, como mínimo, por un lapso de igual orden al que tarda el c.m.t. en cambiar su polaridad (del orden de los mil años). Ello permite definir el tiempo relativo transcurrido entre los episodios que dieron origen a las magmatitas pero, de por sí solo, no permite conocer cuál de ellas es la más joven. Puede darse, también, el caso de magmatitas cuyas direcciones de m.r.t. sean diferentes de la correspondiente a un c.m.t. promedio de polaridad normal o reserva para el lapso geológico en que se originaron. Ellas pueden ser diagnóstico de m.r.t. adquiridas durante una transición de polaridad real o una transición de polaridad fallida (excursión) del c.m.t. Lógicamente que esta interpretación es más fundamentada cuando se han hallado en la misma zona, magmatitas con m.r.t. de polaridad opuestas. En síntesis, dentro de una misma zona de estudio, cuerpos volcánicos originados durante los mismos episodios magmáticos deben poseer m.r.t. de direcciones y polaridades similares; caso contrario debe pensarse en edades relativas magnéticas, y por lo tanto magnéticas, diferentes.

Por último es de mencionar aquí que, como a partir de la dirección de su remanencia magnética se calcula la posición del polo geomagnético virtual de una unidad volcánica dada, las interpretaciones mencionadas también pueden hacerse comparando las posiciones de los polos correspondientes a dichas unidades.

Estas son, resumidamente, las normas empleadas para interpretar los resultados obtenidos en el estudio paleomagnético de las vulcanitas alcalinas de las provincias de San Luis y Córdoba objeto del presente trabajo.

Geología y muestreo

La composición media de las rocas volcánicas de los cerros Cerrito Negro, individualizados por números romanos desde el I al V (provincia de San Luis, fig. 1), varía entre basalto y basanita nefelínica (Solá, 1979). Estos cerros se ubican en ambiente

de basamento cristalino y no constituyen elementos de relieve destacables. Autores citados en el último de los trabajos mencionados, han sugerido una edad cuartaria para estas vulcanitas. Dataciones radimétricas, por el método K/Ar sobre roca total, realizadas en sendas muestras provenientes de los cerros Cerrito Negro II (85 ± 5 m.a.) y Cerrito Negro V (83 ± 5 m.a.) sugieren una edad cretácica tardía (Solá, 1979). La similitud de las características geológicas, la homología mineralógica y petrográfica y la semejanza de las edades radimétricas, sugieren que los episodios efusivos que dieron origen a estas vulcanitas, fueron contemporáneos (Solá, 1979). Estudios detallados de campo y gabinete permitieron distinguir dos tipos de vulcanitas diferentes (basanita y basalto híbrido) en el cerro Cerrito Negro II; asimismo, permitieron definir la presencia de magmatitas formadas en dos episodios volcánicos diferentes en el cerro Cerrito Negro III (Solá, 1979). Un total de catorce muestras orientadas fueron extraídas de los cinco Cerritos Negros para el estudio paleomagnético.

En la región Villa Mercedes-Chaján (provincias de San Luis y Córdoba), en un entorno regional correspondiente al basamento cristalino, fueron estudiadas rocas volcánicas alcalinas (nefelinitas basálticas) aflorantes en los cerros La Leoncita, La Madera, La Piedra y La Garrapta (López, 1979 (fig. 1)). Diversos autores, citados en este trabajo, han asignado una edad cuartaria a estas vulcanitas. Dataciones radimétricas, por el método K/Ar sobre roca total, indicaron edades de 66 ± 5 m.a. y 75 ± 5 m.a. para muestras provenientes de los cerros La Leoncita y La Garrapta, respectivamente (López, 1979); las mismas sugieren una edad cretácica tardía-terciaria temprana. Un total de doce muestras de mano orientadas fueron extraídas de los cuatro cerros más arriba mencionados y destinadas al estudio paleomagnético.

Según Pastore y González (1954) y González (1957) los acontecimientos diastróficos del Terciario modificaron importante-mente las rocas del basamento en las comarcas vecinas a las estudiadas, produciéndose fracturaciones en dos líneas perpendiculares, N-S y E-W. No se observan evidencias de este diastrorfismo en las regiones objeto de este estudio; por lo tanto, no existen criterios diagnósticos locales como para mencionar tal modificación.

El estudio paleomagnético

Dos cilindros de 2,5 cm de diámetro y 1 cm de altura fueron cortados de cada muestra orientada. Uno de estos cilindros fue sometido a un análisis de la estabilidad de su magnetismo remanente natural (m.r.n.) mediante campos magnéticos alternos decrecientes (Valencio, 1964); este ensayo se realizó en etapas sucesivas, cada vez con campos alternos más intensos, hasta alcanzar un campo pico de 300 Oerstedes. De esta forma fue posible definir una magnetización remanente estable (m.r.e.) en la mayoría de estos cilindros pilotos. Las m.r.n. de las muestras provenientes del cerro La Garrapata (77 a, 123 y 126) y de la muestra 40 del cerro La Madera resultaron ser algo inestables, sin embargo fue posible definir para cada una de ellas una dirección de magnetización que es tomada, tentativamente, como representativa del m.r. más duro o estable de las mismas. El segundo disco de cada muestra fue luego sometido a un campo alterno de igual valor que aquél que permitió aislar el m.r.e. del disco piloto de la misma, para verificar los resultados obtenidos en dicho proceso. El

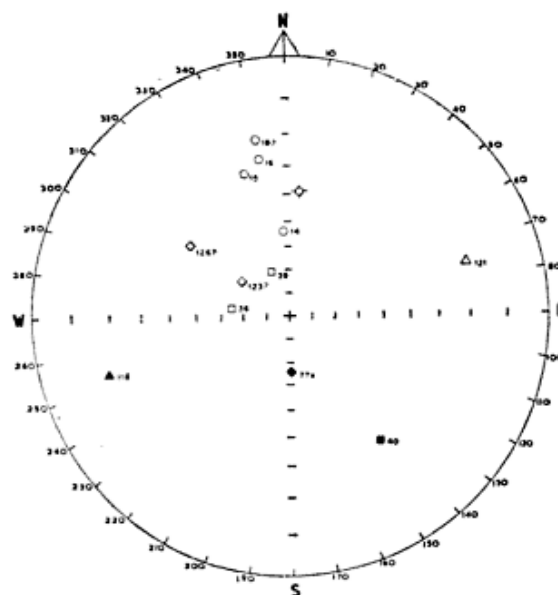


Fig. 3. — Dirección del m.r.e. promedio de las muestras recogidas de los cerros volcánicos de la zona Villa Mercedes-Chaján, provincias de San Luis y Córdoba. Para referencias ver texto de la figura 2. O, Cerro La Leoncita (nefelinita biotítica olivínica); □, Cerro La Madera (nefelinita olivínica); Δ, Cerro La Piedra (nefelinita olivínica); ◇, Cerro La Garrapata (nefelinita olivínica).

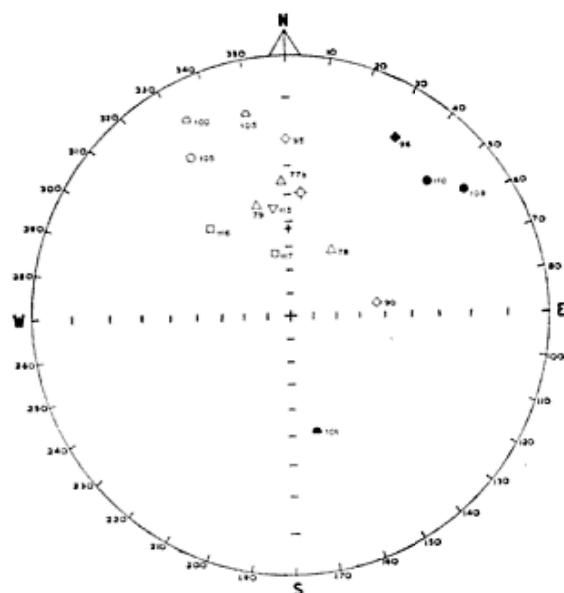


Fig. 2. — Dirección del m.r.e. promedio de las muestras extraídas de los cerros volcánicos de los alrededores de Las Chacras, provincia de San Luis. □, inclinación magnética negativa; ■, inclinación magnética positiva, O, dirección del campo magnético terrestre. +, dirección del campo dipolar. Δ, Cerrito Negro I (basalto analcímico); △, Cerrito Negro II (basanita y basalto híbrido); O, Cerrito Negro III (basanita nefelinica); □, Cerrito Negro IV (basanita nefelinica a nefelinita basáltica); ◇, Cerrito Negro V (basalto olivínico).

promedio de la dirección del m.r.e. de los dos discos de una muestra fue tomado como representativo de la dirección del m.r.e. de la misma. En las figuras 2 y 3 han sido representadas, respectivamente, las direcciones del m.r.e. de las muestras extraídas de los cerros Cerritos Negros de los alrededores de la localidad de Las Chacras y de los cerros volcánicos de la región de Villa Mercedes-Chaján. Estas direcciones son consideradas como representativas de las direcciones correspondientes al m.r.t. de las mismas. El análisis de dichas figuras muestra que, en algunos casos, las direcciones de la m.r.e. de las muestras de un mismo cerro son próximas entre sí, mientras que en otros no, llegando incluso a tener direcciones casi opuestas (comparar, por ejemplo, las direcciones de las muestras 100 y 103 con la de la 101, Cerrito Negro II, fig. 2). Las direcciones promedio del m.r.e. de las muestras de un mismo cerro que tienden a agruparse están indicadas, conjuntamente con los parámetros estadísticos correspondientes, en la tabla I. En ella también se indican las direcciones del m.r.e. de aquellas muestras del mismo cerro que no integran dicho grupo.

Las figuras 2 y 3 muestran que la ma-

yoría de las direcciones del m.r.e. de las muestras se ubican, algo dispersas, en la parte superior NW de la esfera utilizada en la red estereográfica (polaridad normal, igual a la del c.m.t. actual). Existen también otras direcciones dispersas, tanto en la parte superior como inferior de la esfera, las cuales pueden representar m.r.e. adquiridas durante transiciones de polaridad (reales o fallidas, ítem 2) del c.m.t. En este trabajo se ha adoptado el criterio seguido por Valencio *et al.* (1977), para clasificar las direcciones del m.r.e. como transicionales o representativas de un c.m.t. de polaridad normal o reversa, respectivamente. Para ello, para cada una de las direcciones resumidas en la tabla I ha sido calculado el polo geomagnético virtual (PGV) (Valencio, 1964). Luego, se ha calculado la posición polar promedio de todos ellos y se procedió a separar todos aquellos PGV cuyas posiciones estén situadas a distancias angulares de más de 40° respecto a dicha posición polar promedio (PGV intermedios). Una nueva posición polar promedio fue calculada con todos los PGV restantes y el procedimiento fue repetido hasta lograr una población de PGV todos situados a distancias angulares menores de 40° respecto de la posición polar media. La posición polar promedio de esta población (ASK_{16} , $70^\circ S$ $37^\circ E$, $N = 13$, $k = 14$, $A_{95} = 11^\circ$) es considerada como la mejor estimación del polo paleomagnético para las vulcanitas estudiadas. Se considera que los PGV situados a distancias angulares respecto a dicho polo paleomagnético comprendidas entre $0^\circ-40^\circ$, $40^\circ-140^\circ$ y $140^\circ-180^\circ$, representan direcciones de m.r.e. adquiridas bajo la acción de un c.m.t. de polaridad normal (N), intermedia (0) (transición) y reversa (R), respectivamente (tabla I).

Discusión

La comparación de la posición del polo paleomagnético para las vulcanitas aflorantes en las regiones de Las Chacras y Villa Mercedes-Chaján (ASK_{16}), con las posiciones de los polos paleomagnéticos de América del Sur asignados al Cretácico tardío, permite valorar la edad asignada a dichas vulcanitas por las determinaciones radimétricas. Las posiciones polares útiles para tal comparación son: i) la obtenida a partir del m.r.e. de las tobas carbónicas de la Serie Andacollo (ASK_9 , Provincia del Neuquén), posición que refleja el c.m.t. pre-

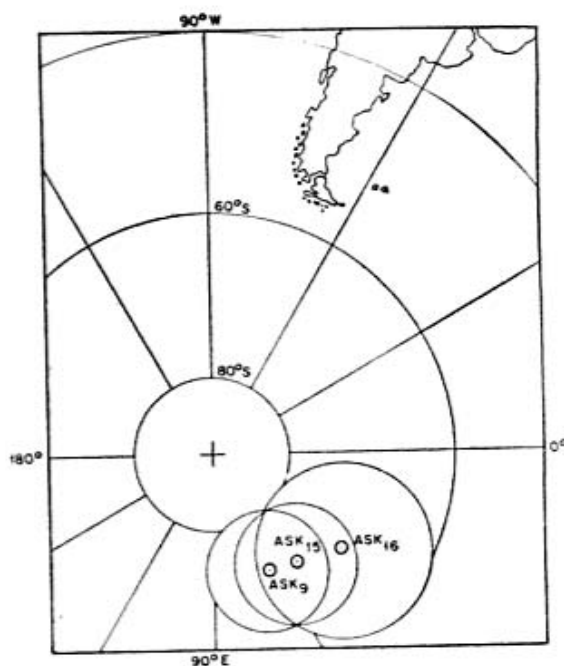


Fig. 4. — Polos paleomagnéticos de América del Sur asignados al Cretácico tardío-Terciario temprano. (ASK_{16}) es la posición polar media para las vulcanitas de los cerros volcánicos objeto del presente estudio. ASK_9 y ASK_{15} son las posiciones polares correspondientes a la Serie Andacollo (provincia del Neuquén) y a diabasas que intruyen a la Formación Serra Geral (Brasil), respectivamente. Otras referencias en ítem 4.

sente durante el proceso de alteración hidrotermal que afectó a dichas rocas en el Cretácico tardío-Terciario temprano ($75 \pm 2-65 \pm 3$ m.a., Vilas y Valencio, 1978), e ii) la correspondiente a diques diabásicos (ASK_{15}) que intruyen a lavas de la Formación Serra Geral de edad cretácica temprana a temprana tardía ($140-100$ m.a.) (Creer, 1962 y Valencio *et al.*, en prensa). La figura 4 muestra que la posición del polo paleomagnético correspondiente a las vulcanitas objeto de este trabajo (ASK_{16}) es próxima (la misma desde el punto de vista estadístico) a las de los polos ASK_9 y ASK_{15} . Luego es coherente con la edad cretácica tardía-terciaria temprana sugerida para dichas vulcanitas por los estudios radimétricos (López, 1979 y Solá, 1979).

Analicemos, ahora, el significado de los datos paleomagnéticos obtenidos en relación con la cronología relativa de las distintas unidades volcánicas incluidas en este trabajo. En la región de Las Chacras, provincia de San Luis, dos de las muestras recogidas del cerro Cerrito Negro II (100 y 103) presentan m.r.e. de polaridad normal, mientras que una tercera muestra (101) posee

TABLA I. — Dirección del magnetismo remanente estable (m.r.e.) y polos geomagnéticos virtuales para las vulcanitas de los cerros de las zonas de Las Chacras y Villa Mercedes-Chaján, provincias de San Luis y Córdoba. D e I son la declinación e inclinación del m.r.e.; α_{95} y k son parámetros estadísticos (Valencio, 1964).

ZONA	SITIO	Muestra No	Edad K/Ar (m.a.)	MAGNETIZACION REMANENTE ESTABLE				POLO GEOMAGNETICO VIRTUAL		
				D (°)	I (°)	α_{95} (°)	k	Folaridad	Latitud (°)	Longitud (°) Este
LAS CHACRAS (Prov. de San Luis)	Cerrito Negro I	77 b, 79	—	350	-39	26	95	N	76 S	71
		78	—	32	-57	—	—	O _N	67 S	222
	Cerrito Negro II	100, 103	85 ± 5	340	-11	34	56	N	57 S	76
		101	—	168	42	—	—	R	76 N	240
	Cerrito Negro III	105	—	329	-19	—	—	N	53 S	56
		108, 110	—	51	14	23	117	O _N	28 S	174
	Cerrito Negro IV	116	—	319	-41	—	—	N	53 S	28
		117	—	347	-63	—	—	N	74 S	331
	Cerrito Negro V	90	—	82	-53	—	—	O _N	23 S	230
		95	83 ± 5	0	-21	—	—	N	68 S	114
96		—	32	13	—	—	O _N	40 S	158	
VILLA MERCEDES- CHAJAN (Provincias de San Luis-Córdoba)	Cerro La Leoncita	5, 16, 18	66 ± 5	350	-32	17	30	N	71 S	82
		14	—	—	—	—	—	—	—	—
	Cerro La Madera	36, 39	—	304	-70	51	26	N	46 S	339
		40	—	144	29	—	—	R	53 N	225
	Cerro La Garrapata	77 a	—	178	67	—	—	R	74 N	120
123, 126		75 ± 5	307	-51	57	21	N	46 S	11	
Cerro La Piedra	121	—	253	18	—	—	O _{Ecuador}	19 N	23	
	118	—	73	-19	—	—	O _{Ecuador}	20 S	204	

m.r.e. de polaridad reversa (tabla I, figura 2). Ello indica que las citadas muestras provienen de rocas que fueron formadas durante dos episodios volcánicos diferentes bajo la acción de un c.m.t. de polaridad normal y reversa, respectivamente. Un lapso mínimo de 1000 años debió transcurrir entre esos episodios. Al respecto es de recordar que el estudio de campo y gabinete indicó la presencia de dos episodios volcánicos (que dieron origen a dos rocas distintas, basanita y basalto híbrido, ítem 3) en dicho cerro. En la misma región, una de las muestras recogidas en el cerro Cerrito Negro III presenta m.r.e. de polaridad normal (105) mientras que las otras dos (108 y 110) polaridad intermedia (obsérvese que la m.r.e. de estas muestras tiene inclinación magnética positiva). Ello indica que las citadas muestras provienen de magmatitas que se formaron durante dos episodios volcánicos distintos, uno de los cuales ocurrido durante una transición del c.m.t.; en este caso, igual que en el Cerrito Negro II, los datos paleomagnéticos corroboran la ya definida presencia de por lo menos dos episodios volcánicos. Por último, en el Cerrito Negro V, las tres muestras recogidas presentan direcciones de m.r.e. diferentes: una de polaridad normal (95) y dos intermedias (90 y 96, esta última con inclinación magnética positiva), lo que sugiere que las mismas fueron formadas durante dos episodios volcánicos distintos, como mínimo. Por otra parte, recordemos que la proximidad o agrupamiento parcial de las direcciones de la m.r.e. sugiere cuáles de las vulcanitas pudieron formarse durante un mismo episodio o en episodios volcánicos muy próximos entre sí en el tiempo (ítem 2). Así, el agrupamiento parcial de las direcciones del m.r.e. de las muestras extraídas de los cerros Cerrito Negro I (77 b, 78 y 79) y IV (116 y 117) sugiere que las rocas que los constituyen se formaron durante un mismo episodio o en episodios volcánicos próximos entre sí en el tiempo. El mismo razonamiento puede emplearse para sugerir que las unidades volcánicas de las cuales se extrajeron las muestras 108 y 110 (Cerrito

Negro III) y 96 (Cerrito Negro V), y las muestras 100 y 103 (Cerrito Negro II) y 105 (Cerrito Negro III) se formaron durante sendos e independientes episodios volcánicos.

En la zona de Villa Mercedes-Chaján, las polaridades del m.r.e. de las muestras recogidas en el cerro La Piedra (118 y 121) son ambas intermedias, pero obsérvese que sus direcciones son diametralmente opuestas (fig. 3). Ello sugiere que en este cerro están presentes vulcanitas formadas durante diferentes episodios volcánicos, posiblemente ocurridos durante un período de transición del c.m.t. Del mismo modo, las polaridades de la m.r.e. de las muestras recogidas del cerro La Madera (36 y 39, polaridad normal, y 40, polaridad reversa, tabla I), sugieren que en dicho cerro están presentes vulcanitas formadas durante diferentes episodios volcánicos; un lapso del orden de los mil años debió transcurrir entre dichos episodios. La misma interpretación puede darse a los datos obtenidos de las muestras extraídas del cerro La Garrapata (123 y 126, polaridad normal, y 77 a, polaridad reversa), pero en este caso dicha interpretación debe ser tomada sólo como posible, dada la calidad de los datos paleomagnéticos. Siguiendo el razonamiento empleado para la región de Las Chacras, puede agregarse que el agrupamiento de las direcciones de la m.r.e. de muestras extraídas de los cerros La Madera (36 y 39) y La Garrapata (123 y 126) sugieren una vinculación genética; sin embargo esta interpretación sólo debe tomarse como especulativa por las razones ya expuestas.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y al Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, entidades que apoyaron la realización de este trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Creer, K. M., 1962. *Palaeomagnetism of the Serra Geral Formation*. Geoph. Jour. Royal Astronomical Soc., 7: 1-22.
- González, R. R., 1957. *Descripción geológica de la Hoja 25 g, Mercedes, Prov. de San Luis*. Dir. Nac. Min. Inédito.

- López, M. G., 1979. *Sobre las manifestaciones volcánicas alcalinas de la región de Villa Mercedes-Chaján, Provincias de San Luis y Córdoba*. Trabajo Final de Licenciatura, Depto. Ciencias Geol., Univ. Buenos Aires.
- Pastore, F. y R. González, 1954. *Descripción geológica de la Hoja 23 g, San Francisco, San Luis*. Dir. Nac. Min., Bol. 80, Buenos Aires.
- Solá, P., 1979. *Manifestaciones volcánicas de los Cerritos Negros de los alrededores de Las Chacras, Departamento San Martín, Provincia de San Luis*. Trabajo Final de Licenciatura, Depto. Ciencias Geol., Univ. Buenos Aires.
- Valencio, D. A., 1964. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético del basalto de la Barda Negra*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (1): 7-28.
- Valencio, D. A., J. F. Vilas y J. Mendía, 1977. *Palaeomagnetism of a sequence of red beds of the Middle and Upper Sections of the Paganzo Group (Argentina) and the correlation of Upper Paleozoic - Lower Mesozoic rocks*. Geoph. Jour. Royal Astronomical Soc. 51: 59-74.
- Valencio, D. A., J. F. Vilas y I. G. Pacca. *The geodynamic significance of the Cretaceous palaeomagnetic poles for South America*, en prensa.
- Vilas, J. F. y D. A. Valencio, 1978. *Palaeomagnetism and K/Ar dating of the Carboniferous Andacollo Series (Argentina) and the age of its hydrothermal overprinting*. Earth Plan. Sci. Let. 40: 101-106.

Recibido: 25 abril, 1980.

DANIEL A. VALENCIO

Con. Nac. de Inv. Cient. y Téc.
Depto. de Ciencias Geológicas,
Fac. de Ciencias Ex. y Nat.,
Universidad de Bs. Aires,
Ciudad Universitaria,
Pabellón 2,
1428 Buenos Aires.
M. G. LOPEZ
Centro de Investigaciones
en Recursos Geológicos
(CONICET).

P. SOLA

Centro de Investigaciones
en Recursos Geológicos
(CONICET)

C. VILLANI

Departamento de Física,
Fac. de Ciencias Ex. y Nat.,
Universidad de Buenos Aires.

ESTUDIO MINERALOGICO DE ENARGITAS Y LUZONITAS DE LA SIERRA DE FAMATINA, PROVINCIA DE LA RIOJA, Y LA SUPRESION DEL TERMINO FAMATINITA.

MILKA K. DE BRODTKORB y DIETRICH D. KLEMM

Resumen

Enargitas y luzonitas provenientes de varias localidades de la Sierra de Famatina fueron estudiadas por métodos ópticos y analizadas químicamente mediante microsonda.

Se efectuó además una recopilación histórica de los términos enargita, famatinita, luzonita y stibioluzonita, y se postula la conveniencia de suprimir el término famatinita.

Abstract

Enargites and luzonites arising from some localities of Sierra de Famatina were studied by optical methods and chemically analysed by means of microprobe.

It was also made a historical compilation of the terms enargite, famatinitite, luzonite and stibioluzonite, and it is postulated the convenience to suppress the term famatinitite.

Introducción

La confusión que existe sobre el término "famatinita" indujo a realizar un estudio mineralógico de las especies en depósitos de la Sierra de Famatina, localidad tipo del mineral.

Se comenzó con la historia de la evolución de los términos mineralógicos involucrados en la confusión, ya que hasta en la literatura reciente muchas veces no son diferenciados los minerales enargita-stibioenargita, luzonita-stibioluzonita, y famatinita. Parte de ello es debido a la nomenclatura imprecisa originada alrededor de esas especies a lo largo del tiempo.

Gaines (1957) opina que la enorme variación de conceptos sostenidos por los diferentes autores sobre la existencia y la naturaleza de la luzonita y famatinita es debido en gran parte a que nunca fue usado el mismo material para el análisis químico, estudios calcográficos, roentgenográficos y cristalográficos.

En el presente trabajo se exponen los resultados de los estudios ópticos y químicos efectuados mediante microsonda de muestras de la Sierra de Famatina.

Generalidades de los yacimientos de la Sierra de Famatina

En la falda oriental del macizo de Famatina, desde los 2500 m hasta los 4500 m

de altura existen varios depósitos cupríferos y auríferos que constituyen un interesante grupo minero que fue explotado desde fines del siglo pasado hasta alrededor de 1925.

Geológicamente el área está integrada por una secuencia de sedimentitas y leptometamorfitas pelíticas de la Formación Negro Peinado (Ordovícico), intruidas por rocas graníticas del Ordovícico superior, y cuerpos dacíticos-riodacíticos del Terciario superior.

Los depósitos de referencia comprenden los siguientes distritos: Los Bayos, La Mejicana, Ofir, La Encrucijada, Santa Rosa y El Pararrayo. De todos ellos el más trabajado fue el de La Mejicana cuya mena era beneficiada en la fundición de Santa Florentina. Las principales minas de ese distrito fueron Upulungos y San Pedro, con rumbo general WSW-ENE, Atacama, White o Gibraltar y Forastera, ubicadas principalmente sobre la falda izquierda de la quebrada La Mejicana, a una altura comprendida entre los 4.400 m y 4.600 m.

Las minas del distrito La Mejicana poseían numerosas labores, hasta 5-6 niveles unidos por piques y chimeneas. Según Angelelli (1950) han sido reconocidas hasta una profundidad vertical de unos 180-200 m, estando las labores de Upulungos a unos 150 m más abajo que las de San Pedro. La veta Upulungos tenía un recorrido de 335 m en el nivel 5; la potencia era

relativamente constante y poseía valores de 0,6 a 2,00 m, con un promedio de 0,9-1,00 m. La veta San Pedro alcanzaba una longitud explorada de 150 m, un espesor inferior al de la anterior, notándose una disminución en profundidad. Se hicieron varios socavones para unir las distintas vetas, de las cuales algunas fueron Restaurador, Anita, Mellizas, etc.

Las vetas son relleno de fracturas. El límite de las mismas con la roca de caja no es siempre definido debido a la impregnación de pirita en las pizarras.

La mineralización de las vetas consiste, según Angelelli *et al.* (1970), principalmente en pirita, enargita, famatinita, luzonita, calcopirita, tennantita y oro nativo. En algunas se encontró en escasa cantidad galena y blenda. También mencionan wittichenita-emplectita, rosicler y querargirita. La ganga estaría constituida por cuarzo, calcita, alunita y baritina. Los minerales secundarios, observados en interior mina, fueron covelina, malaquita, azurita, calcantita, goslarita y yeso.

Para este estudio se contó con muestras seleccionadas de Upulungos, Anita, y Mellizas, otras de San Pedro, y finalmente diversas muestras sin ubicación, rotuladas Famatinita y/o Distrito La Mejicana y/o Sierra de Famatina.

Historia del término Famatinita

Se resumen algunas observaciones de los autores que han estudiado anteriormente a estos minerales. Los datos fueron extractados en parte de Harcourt (1937) y Gaines (1957), otras son citas originales.

Zerener en 1869 hace la primer referencia a un mineral desconocido de color pardo asociado a enargita y calcopirita en muestras de Mankayan, Luzon, Filipinas. No le dio nombre pero puede ser ésta la primer mención para una luzonita.

Stelzner en 1873 estudió minerales del yacimiento San Pedro de la Sierra de Famatina. El análisis químico de los mismos dio como resultado los siguientes elementos: S, Sb, As y Cu, con una relación Sb : As = 4 : 1. Le da el nombre de famatinita y opina que no es isomorfa con la enargita.

En 1874, Weisbach estudia un mineral que contiene Cu, As, Sb y S y trazas de hierro de la mina Mankayan, Luzon. Le da el nombre de luzonita según la localidad de origen. Comprueba que tiene una apa-

riencia diferente a la de la enargita y que es isomorfa de famatinita.

Von Rath, en 1878, señala que la famatinita es isomorfa con la enargita.

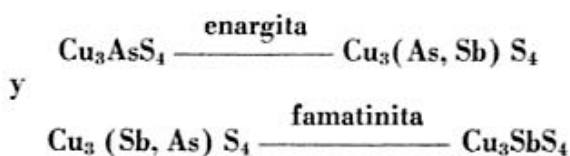
En 1909 Dana indica que enargita y luzonita son idénticas y que enargita y famatinita son isomorfas.

Frebald en 1927 obtiene diagramas diferentes de enargita y famatinita y considera que la luzonita no es un mineral independiente.

De Jong en 1928 concluye que la enargita de Silverton, Colorado, y la famatinita de Argentina tienen la misma estructura cristalina, pero Gaines (1957) comenta que la famatinita de los estudios de De Jong seguramente fue una mezcla de enargita de grano fino con escasa famatinita ya que los diagramas roentgenográficos de esos dos minerales son distintos.

Schneiderhöhn y Ramdohr (1931) explican que es muy difícil delimitar los minerales enargita, famatinita, luzonita y la "stibiolumonita" de algunos autores. Mencionan que roentgenográficamente la enargita es similar a algunas famatinitas y diferente de la luzonita; asociado a la famatinita se encuentra un mineral muy maclado, microscópicamente muy parecido a la luzonita y que denominan stibiolumonita, a pesar que muchos datos se corresponden con los de la famatinita. Según esos autores parecería ser que la famatinita de algunos autores es la stibiolumonita de otros. La famatinita y la enargita parecieran tener miscibilidad limitada mientras que la luzonita y stibiolumonita, una miscibilidad ilimitada; a estas últimas las consideran monoclinicas.

Harcourt (1937) en base a una serie de análisis espectrográficos, concluye que la enargita sólo contiene Sb en forma limitada mientras que el Cu_3SbS_4 sólo contiene As en una cierta cantidad. Propone dos series:



La última serie la denomina famatinita, ya que el mineral famatinita ideal sería el compuesto puro de Sb y el nombre tendría prioridad sobre el de luzonita.

Takeuti (1943) estudió enargitas y luzonitas de varias localidades japonesas y confirma su dimorfismo.

Sawada (1944) determinó la estructura de la luzonita como tetragonal.

Ramdohr (1955) comenta que el estudio de geólogos japoneses concuerda con la primer clasificación de Klockmann. Existen dos series Cu_3AsS_4 - Cu_3SbS_4 , una rómbica, la otra tetragonal y las denomina enargita-famatinita y luzonita-stibiolumonita.

Para Gaines (1957) existe una solución sólida completa entre los minerales tetragonales luzonita Cu_3AsS_4 y famatinita Cu_3SbS_4 . La luzonita sería dimorfa con la enargita. La miscibilidad del Sb en la enargita es restringida y el dimorfo rómbico de famatinita no sería conocido en la naturaleza.

Strunz (1957) recomienda los nombres enargita-stibioenargita y luzonita-stibiolumonita como series isomorfas y equivalentes dimorfos correspondientemente, a pesar que el extremo stibioenargita no existe en la naturaleza. Es una posición teórica.

En la edición de 1960, Ramdohr propone todavía que las series se denominen enargita-famatinita y luzonita-stibiolumonita, pero comenta que la nomenclatura de Strunz (1957) de enargita-stibioenargita y luzonita-stibiolumonita es de tener en cuenta ya que Gaines (1957) define nuevamente a la famatinita en la ubicación de stibiolumonita.

En la edición de 1969, Ramdohr recomienda definitivamente los nombres de enargita-stibioenargita y luzonita-stibiolumonita, para con esta propuesta eliminar el nombre de famatinita y su situación caótica, ya que no se está seguro a cuál mineral, en el siglo pasado, fue dado el nombre de famatinita. Esta nomenclatura es mantenida en la edición de 1975.

En las ediciones 1960, 1969 y 1975, Ramdohr hace figurar a la enargita con la fórmula Cu_3AsS_4 donde el As puede estar reemplazado por Sb (generalmente < 7 %), y a la serie luzonita-stibiolumonita como serie isomorfa de composición $\text{Cu}_3(\text{As, Sb})\text{S}_4$.

También Uytendogaardt y Burke (1971) siguen la nomenclatura de Strunz, pero escriben la fórmula $\text{Cu}_3(\text{As, Sb})\text{S}_4$ tanto para la serie rómbica como para la tetragonal.

Springer (1969) estudió mediante microsonda y por sus contenidos en As y Sb, a enargitas y luzonitas de Cerro de Pasco y Huarón (Perú), Guanaco (Chile), Butte (Montana), Matrabanya (Hungría) y Brixlegg (Tirol). La serie por él denominada luzonita-famatinita tiene hasta 20 % en peso de Sb con un porcentaje en peso de As entre 5-19 %. En cambio las enargitas in-

vestigadas tienen hasta 20 % en peso de As y sólo 0-5 % en peso de Sb.

Estos análisis precisos junto a otros anteriores confirmarían que la serie luzonita-stibiolumonita es una serie isomorfa mientras que la enargita es fundamentalmente arsenical no conociéndose en la naturaleza hasta ahora el término puro de stibioenargita.

Según los estudios de Moh y Ottemann (1962) el Sb y el As pueden estar reemplazados por Sn, dándoles esos autores el nombre de stannoenargitas y stannolumonitas.

Malvicini (1969) describe el hallazgo de una luzonita plumbífera en cuya composición se presentan S, As, Cu, y Pb y la sitúa en la serie tetragonal luzonita-famatinita. Fue encontrada en la Mina San Francisco de los Andes, provincia de San Juan, y por su ubicación y paragénesis considerada supergénica.

Brodtkorb y Ametrano (1975) describen stibiolumonita y enargita para el yacimiento El Quevar, provincia de Salta. Estiman a la enargita y a una stibiolumonita como hipogénicas, asociadas a freibergita en un segundo estadio de depositación de la mineralización, habiendo observado también vetillas supergénicas de stibiolumonita.

En la mina Río Diamante, grupo Las Picazas, provincia de Mendoza, Dristas (1979) encontró un mineral conteniendo S, As, Cu y Fe que denominó luzonita ferrífera. La considera hipogénica y junto a la piritita constituyen una última etapa de cristalización.

Estudios sobre enargita y luzonita

Características microscópicas

a) ENARGITA

Las propiedades ópticas de una enargita clásica, como por ejemplo la de Butte, Montana, son: color, en inmersión de aceite, gris rosado a violeta pardusco según la posición de pleocroísmo, anisotropía de colores luminosos azul verdosos a rojo anaranjados y dureza \geq tennantita. En general no presenta maclas de crecimiento pero frecuentemente muestra textura zonal.

En este estudio se ha observado que los colores de pleocroísmo varían sutilmente con la composición química (Úpulungos, rica en Sb, Mellizas pobre en Sb).

Así, la enargita de Úpulungos es de color

comparativamente más pardo-violeta y la diferencia entre las posiciones de pleocroísmo es más marcada. La enargita de Mellizas es de color comparativamente más pardosado en todas sus posiciones de pleocroísmo. En Anita se puede notar la diferencia de tonalidades entre la enargita y enargita antimonífera ya que ambas se encuentran presentes. La enargita de Anita presenta saltaduras según el clivaje; hacia la ganga frecuentemente los granos son subidiomorfos y presentan maclas.

b) LUZONITA-STIBIOLUZONITA

Las propiedades ópticas citadas para luzonita-stibiolumonita son: color (en inmersión de aceite) anaranjado rosado (para luzonita más anaranjado claro) y un poder reflector más alto que enargita. El pleocroísmo es muy fuerte, entre rosado amarillento-anaranjado pardusco y gris rosado-violáceo, y la anisotropía fuerte de colores pardo-amarillentos y verdosos. Su característica más notable está dada por las maclas, las que pueden ser polisintéticas y compuestas, y que ya son visibles sin cruzar nicoles (fig. 1). La extinción es generalmente oblicua al plano de maclas.

También en este mineral se ha observado tenues variaciones de color en las especies más ricas en As o en Sb. Así en muestras de Upulungos los colores son más pardos y la posición del pleocroísmo más clara tiene un poder reflector más bajo que el "mineral X". En Mellizas y Anita los colores son más luminosos, anaranjados, y el poder reflector de la posición más clara de pleocroísmo es similar a la del "mineral X". En Upulungos se halló el mineral más



Fig. 1. — Inmersión en aceite. Nicoles paralelos. x 300. Típicas maclas de luzonita l.s. Mina Upulungos.



Fig. 2. — Inmersión en aceite. Nicoles paralelos. x 300. Luzonita l.s. Se observa zonación, tras-pasando a las maclas y a diferentes granos. Mina Upulungos.

antimonífero de la serie luzonita-stibiolumonita aquí estudiada.

Además se advierten frecuentemente luzonita-stibiolumonitas zonadas, en donde las zonas suelen trasgredir a las maclas de crecimiento y también a granos de diferente orientación. Es tan fuerte la variación de color de las diferentes zonas, entre más anaranjado claro las arsenicales y anaranjado pardusco las antimoníferas, que se las puede observar con nicoles paralelos (fig. 2).

La luzonita l.s. suele mostrar un reemplazo paramórfico por enargita, generalmente a lo largo de líneas de debilidad; algunas veces sólo una tablilla de una macla es reemplazada por enargita. Este fenómeno se puede observar con cierta frecuencia en Mellizas. El caso inverso es mucho menos común pero nos habla de recurrencias geoquímicas.

Análisis químico

Uno de los autores efectuó los análisis químicos con una microsonda marca Geoscan en los laboratorios del Instituto de Geología General y Aplicada de la Universidad de Munich, República Federal Alemana.

Se hicieron mediciones en cuatro cortes pulidos procedentes de Upulungos, Mellizas, Anita y una muestra rotulada "Sierra de Famatina". En un mismo corte pulido se realizaron diversos análisis puntuales cuyos resultados se pueden visualizar en la figura 3. A través de la interpretación de esos cuadros se observa que el comportamiento químico de enargitas y luzonitas de un mismo lugar se corresponde, siendo la mena en general arsenical.

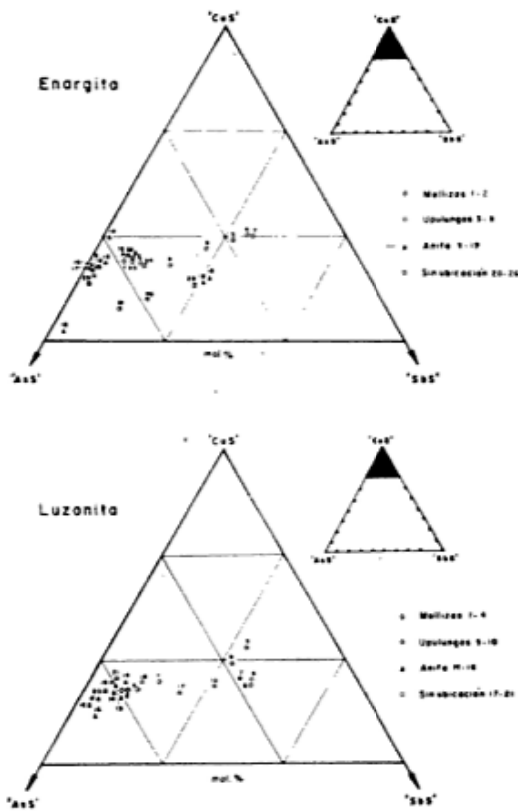


Fig. 3. — Diagramas composicionales de enargitas y luzonitas de la Sierra de Famatina.

Mientras en Mellizas se está en presencia de una enargita común, en Upulungos se trata de un término intermedio de la serie enargita-stibioenargita. En Anita se han encontrado variaciones amplias en el contenido de As-Sb las que se manifiestan también ópticamente.

El mineral tetragonal de Upulungos correspondería a un término intermedio de la serie luzonita-stibiolumonita, el de Mellizas y Anita a luzonitas.

A su vez, en la muestra "Sierra de Famatina" se advierte un amplio espectro de As y Sb, tanto en la enargita como en la luzonita.

Composición mineralógica y paragenética de las muestras estudiadas

En todas las muestras, los minerales principales observados fueron pirita, enargita l.s. y luzonita l.s. En orden decreciente se vieron tetraedrita, tennantita, "mineral X", calcopirita, wittichenita?, sulfosal?, blenda, galena, oro, plata nativa, y covelina como mineral secundario. Los minerales enargita l.s. y luzonita l.s. ya fueron descriptos óptica y composicionalmente.

La pirita se presenta en forma coetánea con los minerales de cobre como así también posteriormente; con frecuencia incluye enargita l.s., luzonita l.s., calcopirita, tetraedrita-tennantita. En algunas secciones, como por ejemplo en Anita, forma bandas de melnikovita.

La serie tetraedrita-tennantita está presente en todas las muestras, generalmente formando venillas asociadas a calcopirita y al "mineral X". La última generación es casi siempre de tennantita, habiéndose observado a ambas juntas en cortes pulidos de San Pedro, Anita y "Sierra de Famatina".

El "mineral X" se encuentra con cierta frecuencia, siempre en granos pequeños de hasta 50 micrones; forma venillas junto a tennantita y calcopirita o en los bordes de luzonita l.s. Su color es amarillo anaranjado, su poder reflector similar a la posición de pleocroísmo más clara de luzonita l.s., pero su anisotropía es muy suave, en tintes verdosos, pardos, visible únicamente en contactos intergranulares. Su dureza es igual a la de luzonita y no se han observado maclas. No se la ha podido ubicar en la pantalla de la microsonda, pero indudablemente se trata de un mineral portador de As y posiblemente también de cobre.

La calcopirita es escasa y generalmente se halla en forma intersticial en la enargita l.s. y luzonita l.s., o formando venillas con tennantita y el "mineral X".

La wittichenita-emplectita fue mencionada por Angelelli *et al.* (1970). En estas secciones se han observado escasos granos de hasta 50 micrones de un mineral cuya óptica podría corresponder a esos minerales, no asegurándose su presencia por el pequeño tamaño. Aquí se la denomina wittichenita?

También se encontró erráticamente una sulfosal?, mostrando una cierta tendencia de asociación textural con enargita, que podría corresponder a boulangerita?

Blenda y galena son escasos, de grano pequeño.

Oro y plata nativa aparecen en forma de gotas no mayores de 20 micrones.

La covelina hallada es de origen secundario y está presente en casi todas las muestras.

Los minerales de ganga acompañan a los sulfuros, algunas veces rellenando los espacios dejados por las bandas de especies de Cu y pirita o melnikovita, otras veces cementando trozos de ellos. Fueron deter-

minados ópticamente cuarzo, carbonatos, arcillas y alunita.

A continuación se enumerarán los minerales por sus localidades, considerando las variedades más conspicuas de enargita l.s. y luzonita l.s. en cada caso.

- En la veta Upulungos se encuentran minerales intermedios de la serie luzonita-stibiolumonita con fuerte zonación, minerales intermedios de la serie enargita-stibioenargita, tetraedrita y tennantita; venillas de tennantita, "mineral X" y calcopirita. Pirita xenoblástica englobando a los demás minerales.
- En Anita se observa enargita, términos intermedios de la serie enargita-stibioenargita, y luzonita, a veces reemplazada paramórficamente por enargita. Tetraedrita y tennantita son frecuentes en venillas junto a calcopirita. Pirita xenoblástica y bandas de melnikovita. Covelina.
- En Mellizas se halla luzonita a veces reemplazada paramórficamente por enargita; enargita; tetraedrita y tennantita, a veces en venillas; calcopirita, pirita, covelina, plata nativa, "mineral X". Covelina.
- En la muestra "Sierra de Famatina" se observa luzonita y un mineral intermedio de la serie luzonita-stibiolumonita, enargita y un mineral intermedio de la serie enargita-stibioenargita, "mineral X", tetraedrita y tennantita; venillas de tennantita, "mineral X" y calcopirita. Blenda y galena. Covelina.
- En San Pedro se advierte ópticamente un mineral de la serie luzonita-stibiolumonita a veces reemplazado paramórficamente por enargita; enargita; calcopirita asociada a ambas; también calcopirita en venillas con tetraedrita y tennantita. Granos de wittichenita? asociados a los minerales de cobre. Pirita, a veces en forma de bandas entre minerales de cobre y ganga.
- En una muestra rotulada "La Mejicana" se presenta un mineral intermedio de la serie luzonita-stibiolumonita, enargita y tennantita muy intercrecidas, granos de galena, chispas de oro. Es relativamente abundante la boulangerita? asociada texturalmente a enargita.

La fluctuación del contenido de As y Sb en las soluciones mineralizadoras hizo que la precipitación de los minerales a menudo se modificara, encontrándose con frecuencia las variaciones arsenicales y antimoníferas juntas o en dos generaciones, para terminar generalmente en un aporte arsenical.

La textura de la mineralización, observada macro y microscópicamente es a veces alternante con bandas de minerales de cobre y otras de pirita o melnikovita. Los minerales de ganga acompañan al bandeamiento y rellenan los espacios restantes.

A pesar que la enargita es considerada fundamentalmente como mineral mesotermal Ramdohr (1969) la menciona, como minoritaria, en yacimientos estratoligados de Estados Unidos de Norteamérica y Silesia, Alemania. La textura bandeada de la veta como así también la presencia de melnikovita podría indicar una temperatura de formación baja.

Conclusiones

El mineral "famatinita" fue considerado a través del tiempo isomorfo o dimorfo de enargita, tetragonal, rómbico o monoclinico. Por estos motivos Ramdohr (1969) propone la supresión del término "famatinita", ya que resulta dificultoso dilucidar a qué mineral se le dio ese nombre en el siglo pasado.

La dificultad provino no solamente de la disparidad de las muestras estudiadas en el pasado, sino también porque las luzonitas, stibiolumonitas y enargitas pueden estar íntimamente asociadas entre sí, se transforman paramórficamente unas en otras y porque su composición química puede fluctuar en una misma muestra.

Según los conocimientos actuales existe en la naturaleza una serie isomorfa $Cu_3(As, Sb)S_4$ tetragonal, llamada luzonita-stibiolumonita, y una serie isomorfa $Cu_3(As, Sb)S_4$, rómbica, denominada enargita-stibioenargita, aunque aparentemente no se conoce el término puro de stibioenargita.

En este estudio se observaron, respetando esa nomenclatura en Mellizas, luzonita y enargita; en Upulungos, miembros intermedios de la serie luzonita-stibiolumonita y de la serie enargita-stibioenargita, y en Anita, luzonita, enargita y miembros intermedios de la serie enargita-stibioenargita.

A su vez se concluye que las soluciones

mineralizadoras de este distrito minero han fluctuado durante su precipitación en el contenido de As y Sb, terminando generalmente con un aporte arsenical.

Lista de trabajos citados en el texto

- Angelelli, V., 1950. *Recursos minerales de la República Argentina. I. Yacimientos metalíferos*. Rev. Inst. Nac. Inv. Cienc. Nat. B. Rivadavia, Cienc. Geol., Tomo II.
- Angelelli, V., J. C. Fernández Lima, A. Herrera y L. Aristarain, 1970. *Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina*. Dir. Nac. Geol. Min., Anales XV.
- Brodtkorb, M. K. de y S. Ametrano, 1978. *Contribución al conocimiento mineralógico del yacimiento El Quecar, prov. de Salta*. Asoc. Arg. Min. Petr. y Sed. Rev. IX (3-4): 75-87.
- Dana, E. S., 1909. *System of Mineralogy*. 6th ed., New York.
- Dristas, J. A. y A. O. Deguillen, 1978. *Hallazgo de luzonita ferrífera en la mina Las Picazas (Mina Río Diamante), Dpto. San Rafael, Mendoza, Rep. Arg.* VII Congr. Geol. Arg., Actas II, 291-298.
- Gaines, R. V., 1957. *Luzonite, famatinite and some related minerals*. Am. Min. 42 (11-12): 766-779.
- Harcourt, C. A., 1937. *The distinction between enargite and famatinite (luzonite)*. Am. Min., 22: 517-535.
- Malvicini, L., 1969. *Luzonita plumbífera en San Francisco de los Andes, prov. de San Juan, Rep. Arg.* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIV (2): 127-131.
- Moh, G. H. y J. Ottemann, 1962. *Neue Untersuchungen an Zinnkiesen und Zinnkieserwandten*. Neues Jahr, Min. Abh, 99, 1-28:
- Ramdohr, P., 1955. *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie Verlag Berlin.
- 1960. *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie Verlag, Berlin.
- 1969. *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon Press.
- 1975. *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie Verlag Berlin.
- Schneiderhöhn, H. y P. Ramdohr, 1931. *Lehrbuch der Erzmikroskopie*. Vol. 2, Berlin.
- Springer, G., 1969. *Compositional variations in enargite and luzonite*. Min. Dep. 4, 72-74.
- Strunz, H., 1957. *Mineralogische Tabellen*. Berlin.
- Takeuti, T., 1943. *X ray studies on luzonite from Hokuetu mine and Kinhaschi mine*. Japan Ass. Min., 30, 73-80.
- Uytenbogaardt, W. y E. A. U. Burke, 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Elsevier Publ. Co.

Recibido: 10 junio, 1980.

DIETRICH D. KLEMM
Universidad de Munich,
República Federal Alemana.

MILKA K. de BRODTKORB
Con. Nac. de Invest. Cient. y Téc.
Servicio Minero Nacional,
Santa Fe 1548, 4º piso
1060 Buenos Aires.

CARACTERISTICAS SEDIMENTOLOGICAS DE PLAYAS EN EROSION Y EN AGRADACION

MARIO M. MAZZONI y LUIS A. SPALLETTI

Resumen

Se analizan caracteres texturales (parámetros de Folk y Ward, percentil 1, porcentajes de grados arena, truncamientos poblacionales, redondez) y composicionales (porcentajes de pesados, densidad total de pesados y de pesados translúcidos) de arenas de playa frontal entre Miramar y Punta Rasa, provincia de Buenos Aires, en relación con rasgos fisiográficos costeros. El agrupamiento de los resultados obtenidos según sectores en erosión o en agradación ha mostrado sensibles diferencias. Las arenas de playas en erosión, entre Miramar y Mar Chiquita, poseen granulometrías más gruesas, menor grado de selección, alto contenido de pesados más redondeados y con elevada densidad, y mayor disparidad de las cifras individuales de cada una de las propiedades analizadas. Tendencias contrarias se han observado en el sector del Cabo San Antonio donde las playas están en agradación. Estas diferencias son atribuidas a diferentes niveles energéticos y a variaciones en el aporte detrítico en cada una de estas playas.

Introducción

Durante los últimos años se han desarrollado una serie de trabajos sedimentológicos tendientes a caracterizar y diferenciar playas en erosión y en agradación. Al respecto, es conveniente mencionar las contribuciones de Dal Cin (1968, 1969, 1976) y Anwar *et al.* (1979), autores que han puesto énfasis en el análisis de las distribuciones granulométricas de arenas depositadas en ambientes marinos litorales.

Con el objeto de evaluar los resultados de estas investigaciones en el litoral atlántico argentino, se ha seleccionado un tramo de costa de la provincia de Buenos Aires que, según Teruggi (1959) y Spalletti y Mazzoni (1979), posee sectores erosivos y en agradación bien definidos. Así, el comprendido entre Punta Hermengo y Mar Chiquita se caracteriza por la presencia de un acantilado, de variable altura, a veces constituido por sedimentos cenozoicos y otras por ortocuarcitas de la Formación Balcarce, que

Abstract

Textural (Folk and Ward's parameters, 1 percentile, sand classes percentages, truncation of cumulative distributions and roundness) and mineralogical (heavies content, total density and translucidity density) properties of fore-beach sands from Buenos Aires Province (between Miramar and Punta Rasa) are analyzed according to physiographic coastal setting. In this way, erosion and accretion beaches are clearly distinguished. The former are characterized by general coarser grain-sizes, lower standard deviations and a high content of denser and more rounded heavy minerals. Main causes of such differences are attributed to higher energy levels and probably a varying sediment supply in the receding coasts.

pone en evidencia su neto carácter recesivo. En cambio, la región del cabo San Antonio está conformada por rasgos constructivos, carece de barrancas, presenta buen desarrollo de playas arenosas y de una cadena continua de médanos formados a expensas de los sedimentos litorales.

Métodos de trabajo

Los métodos de campo y de laboratorio han sido detallados en otras contribuciones (Spalletti y Mazzoni, *op. cit.*; Mazzoni, 1977). Cabe aclarar, sin embargo, que en el presente trabajo se han utilizado los datos granulométricos y composicionales presentados en las citadas contribuciones, a los que se remite a los lectores interesados en mayores detalles sobre las características sedimentológicas de estas arenas litorales.

Análisis de los datos

Los datos texturales y composicionales de las arenas de playa frontal fueron agrupados según correspondieran a zonas litorales en erosión o en acreción. Si bien no se han efectuado mediciones sistemáticas para la definición del avance o retroceso de la línea de costa, dada la finalidad explorativa de esta investigación, se considera que existen suficientes evidencias de campo para definir a las playas del sector sur (entre Punta Hermengo y Mar Chiquita, denominado aquí sector I) como erosivas y a las del tramo norte (Cabo San Antonio, sector III) como acrecionales. Por su parte el área comprendida entre Mar Chiquita y Punta Médanos (sector II), aunque más indefinida, tiende a ser algo más similar a la del Cabo San Antonio.

En el sector I se han analizado 12 muestras y en el III 9, corresponden al intermedio (II) 8 muestras.

Datos texturales

En el cuadro 1 se presentan los resultados de los análisis granulométricos que in-

cluyen la determinación de valores promedio para cada uno de los sectores y de los correspondientes desvíos típicos de las siguientes propiedades: media, desviación standard, asimetría y curtosis (Folk y Ward, 1957), percentil 1 (Pasiega, 1957), variancia, truncamientos de la distribución acumulativa (Visher, 1969) y porcentajes de fracción arena en base a frecuencias en peso.

La mayoría de los resultados tienden a mostrar marcadas diferencias entre las muestras de playas en erosión de las de playas en agradación, mientras que las del tramo comprendido entre CELPA y Estaca 84 (sector II) poseen atributos intermedios (fig. 1). Tanto la media, como el percentil 1, los truncamientos y los porcentajes promedio de arena denotan que los sedimentos de playa frontal del sector I son notoriamente más gruesos que los restantes. En ellos se hace predominante la fracción arena mediana por sobre la fina, la que prevalece de manera notable en los sedimentos de los sectores II y III (fig. 1, cuadro 1). Asimismo, en las playas más australes se advierte importante participación de la fracción arena gruesa que en los demás tramos es casi insignificante. Estos rasgos hacen

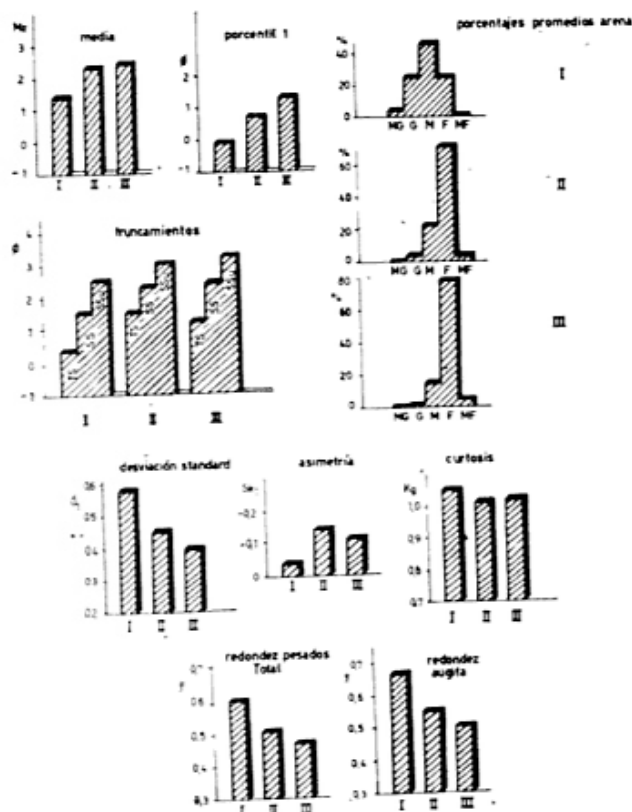


Fig. 1. — Características texturales por sectores.

CUADRO 1. — Media y desvío típico de parámetros texturales.

	Mz		C		σ_1		Sk		KG		σ_1^2		% Tr_{R-Sa}	
	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT
Sector I	1,385	0,658	-0,102	1,001	0,577	0,203	-0,036	0,156	1,054	0,178	0,370	0,270	0,34	0,763
Sector II	2,244	0,301	0,706	0,425	0,447	0,139	-0,144	0,143	1,012	0,099	0,217	0,152	1,50	0,000
Sector III	2,406	0,090	1,281	0,486	0,391	0,086	-0,107	0,147	1,018	0,113	0,159	0,069	1,20	0,834

Cuadro 1. — Continuación

	% ARENA													
	Tr_{Sa-Sa}		Tr_{Sa-Su}		MF		F		M		G		MG	
	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT
Sector I	1,490	0,178	2,480	0,634	0,5	0,3	24,6	25,2	45,3	22,3	24,7	22,8	4,2	6,2
Sector II	2,275	0,320	3,000	0,000	3	2,7	70,8	17,4	21,6	13,0	3,5	6,7	0,4	0,3
Sector III	2,333	0,258	3,167	0,258	4,8	1,8	79,3	10,3	14,6	9,5	0,9	0,9	0,1	0,2

Referencias: Mz: media; C: porcentil 1; desviación standard; SK: asimetría; KG: curtosis; variancia; Tr_{R-Sa} : truncamiento reptación/saltación; Tr_{Sa-Sa} : truncamiento saltación/saltación; Tr_{Sa-Su} : truncamiento saltación/suspensión; MF: muy fina; F: fina; M: mediana; G: gruesa; MG: muy gruesa; Prom: promedio; DT: desvío típico.

Sector I: Playas Punta Hermengo, Miramar, Arroyo Brusquitas, Chapadmalal, Arroyo Lobería, Barranca de Los Lobos, Punta Mogotes, P. Grande, P. Chica, P. La Perla, Santa Clara del Mar, Mar Chiquita.

Sector II: Playas CELPA, Balneario Mar Azul, Villa Gesell, Cariló, Pinamar, Balneario Montecarlo, Estaca 10, Estaca 84.

Sector III: Playas Faro Punta Médanos, Estaca 5, Mojón 42, Mar de Ajó, La Lucila, Santa Teresita, Las Toninas, San Clemente del Tuyú, Punta Rasa.

que entre el sector I y el sector III los valores promedio de porcentil 1 y media difieran en más de un grado phi. Del mismo modo, los truncamientos de la distribución acumulativa se ven desplazados en sus cifras granulométricas, aunque en este caso con menor amplitud de valores (fig. 1).

De la observación de la figura 1 se deduce también que las arenas del sector II tienden a ser muy similares a las de playas en agradación, empero su granulometría resulta —en valor promedio— algo más gruesa.

El análisis de los desvíos típicos de las propiedades granulométricas también ha permitido discriminar según los distintos sectores establecidos. De esta forma, los de playas erosivas (sector I) revelan la existencia de datos individuales mucho más dispares. Este comportamiento puede ser notado con claridad al observar en el cuadro 1 los valores correspondientes a media, porcentil 1 y por ciento promedio de grado en la fracción arena.

En lo que hace a la selección de los sedimentos se ha efectuado el estudio de la desviación standard (Folk y Ward, 1957) y

variancia. Ambos parámetros revelan notorias diferencias para los distintos sectores, ya que las arenas de playas erosivas muestran cifras considerablemente más altas (cuadro 1, figura 1). Estas propiedades texturales ponen de relieve nuevamente el carácter intermedio de los sedimentos en el sector II. A su vez, los desvíos típicos denotan mayor heterogeneidad para el conjunto de depósitos en el tramo I.

Los parámetros granulométricos menos sensibles en este estudio han sido la asimetría y la curtosis que presentan valores promedio poco contrastados (cuadro 1, fig. 1).

El estudio textural fue completado con el análisis de la redondez de minerales pesados y de augita según los datos aportados por Mazzoni (1977). Esta propiedad también ha resultado de importancia, ya que el sector I aparece integrado por componentes mucho más redondeados que los del III, a tal punto que las cifras promedio resultantes difieren en más de 0,1 (cuadro 2, figura 1). Nuevamente, los materiales del tramo II exhiben rasgos intermedios, aunque con tendencia a asemejarse a los de

CUADRO 2. — Media y desvío típico de rasgos composicionales y texturales de minerales pesados en la fracción 88-125.

	% Pesados		Densidad T.		Densidad Transl.		Redondez P.		Redondez Au.	
	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT	Prom	DT
Sector I	54,25	26,23	3,770	0,344	3,369	0,034	0,605	0,060	0,667	0,058
Sector II	29,78	33,32	3,529	0,229	3,339	0,035	0,507	0,031	0,549	0,055
Sector III	4,67	2,60	3,458	0,164	3,301	0,014	0,469	0,040	0,498	0,046

Referencias: T: total; P: pesados; Au: augita; Mismas referencias que cuadro 1.

playas en agradación (sector III). Las correspondientes cifras de desvío típico ponen de manifiesto mayor consistencia para los valores obtenidos en los dos últimos tramos (cuadro 2).

Datos composicionales

En este caso se ha analizado el tenor y densidad de minerales pesados y de los pesados translúcidos en la fracción 88-125 micrones, según los datos de Mazzoni (*op. cit.*).

Tanto el cuadro 2 como la figura 2 muestran que el porcentaje de pesados ha resultado un parámetro de alta sensibilidad en la discriminación por sectores, ya que en el austral (I) su proporción es muy elevada (superior en promedio al 50 %), en tanto

que en el septentrional (II) no llega —también en promedio— al 5 %. Paralelamente, los desvíos típicos de esta propiedad revelan mayor dispersión de los datos en el sector I (cuadro 2). Cabe mencionar, con respecto al tramo intermedio, que la proporción de pesados alcanza en promedio un 30 % con alto desvío típico (cuadro 2).

Tanto la densidad total de pesados como la de pesados translúcidos (cuadro 2, figura 2) permiten notar que el sector austral está caracterizado por una asociación mineralógica de mayor peso específico que la correspondiente al tramo de playa en agradación. Sus desvíos típicos vuelven a mostrar mayor heterogeneidad de los datos en el tramo de playa en erosión (cuadro 2).

Diagramas de variación

Los diagramas de variación basados en parámetros estadísticos (desviación standard/media, desviación standard/porcentil 1, arena gruesa/arena fina, arena mediana/arena fina, redondez de augita/media) muestran un agrupamiento bastante sensible según los distintos sectores en que fueron segregadas las muestras en estudio. En estos gráficos (figura 3) se observa que las arenas correspondientes a los sectores II y III se ubican en áreas de granulometrías más finas y mejor seleccionadas; por lo tanto permiten visualizar rápidamente las diferencias que se habían anticipado en el capítulo anterior de esta contribución. A la vez, demuestran que la mayoría de las arenas pertenecientes al sector II son afines con las del III.

En todos estos gráficos se advierten transgresiones de algunas muestras que —ubicadas en zonas de playa en agradación— se implantan en el campo correspondiente a arenas de costas en erosión, y viceversa. Así, la muestra de Villa Gesell aparece sin excepciones en el área correspondiente a

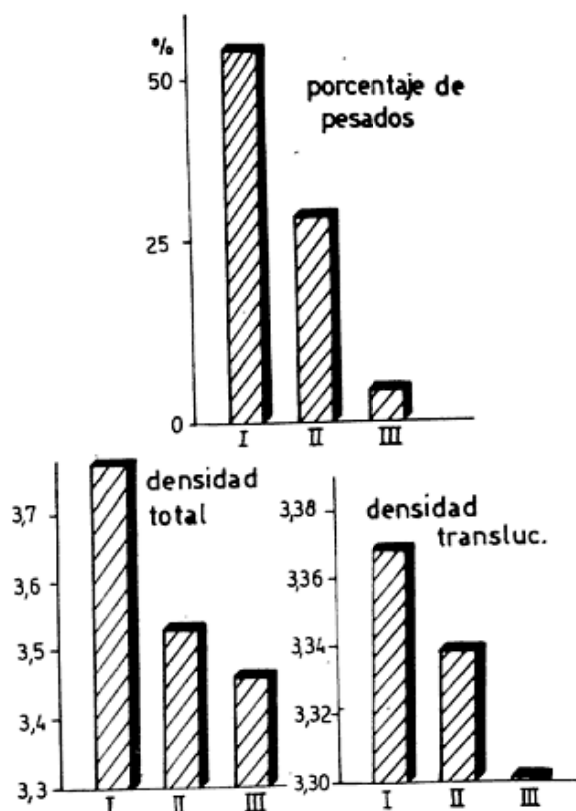


Fig. 2. — Caracteres composicionales por sectores.

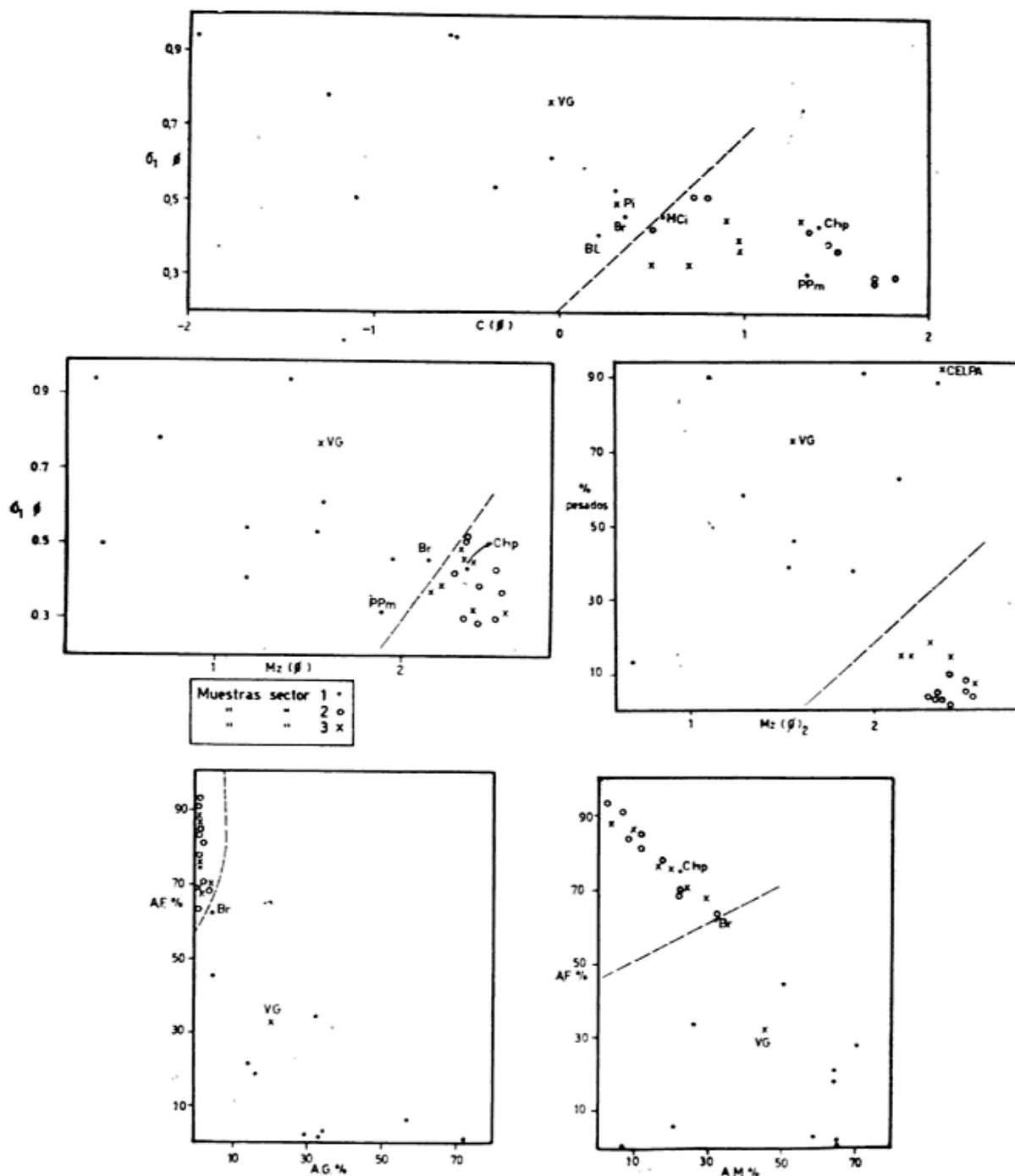


Fig. 3. — Diagramas de variación-propiedades texturales.

playas en erosión, mientras que la de Pinar sólo transgrede en el diagrama desviación standard/porcentil 1 (figura 3). Inversamente, las arenas de la localidad Arroyo Brusquitas se disponen en el campo que ocupan los sedimentos de playa en agradación o muy cerca de su límite. La muestra de Chapadmalal por su bajo valor de desviación standard y alta redondez pasa a ocupar el sector correspondiente a agradación en los diagramas desviación standard/porcentil 1, desviación standard/media y

redondez de augita/media. Esta misma circunstancia acontece, aunque en forma más atenuada en las arenas correspondientes a Punta Mogotes, Brusquitas, Mar Chiquita y Barranca de los Lobos.

El diagrama de variación basado en atributos composicionales (densidad total de pesados/densidad de pesados translúcidos) resulta tan útil como los anteriores en la discriminación entre el sector I y los sectores II y III (figura 4). Las muestras de

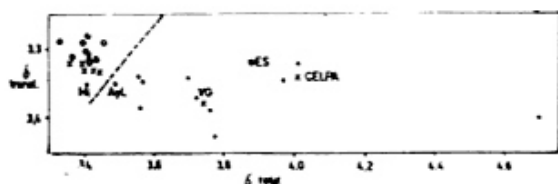


Fig. 4. — Diagrama de variación-propiedades composicionales.

estas últimas localidades ocupan un campo de menores densidades.

Nuevamente es notorio que la muestra de Villa Gesell se emplaza hacia el campo de playas en erosión; lo propio acontece con la que corresponde a CELPA, la que presenta un notable contenido de minerales pesados con alta densidad. Cabe consignar que la muestra de Estaca 5 (sector III) exhibe similares características. Por su parte las arenas de Chapadmalal y Arroyo Lobería (sector I) tienden —en los diagramas de comparación de densidades (figura 4)— a aproximarse al campo de los sedimentos de playa en agradación.

Por último, en los gráficos donde se combinan propiedades texturales y composicionales (porcentaje de pesados/media, porcentaje de pesados/redondez total de pesados y densidad de translúcidos/media) se advierten agrupamientos semejantes a los ya descritos, a la vez que se revela de nuevo el carácter “anómalo” de las muestras de Villa Gesell y CELPA, así también como la de Arroyo Brusquitas (figura 5).

Interpretación de los resultados

De acuerdo a las conclusiones alcanzadas por Mazzoni y Spalletti (1978) pueden reconocerse en el litoral atlántico bonaerense distintos sectores con comportamiento sedimentológico propio. De esta manera, el tramo de costa entre Miramar y Mar Chiquita es el de mayor actividad mecánica con fuertes movimientos de saca y resaca tractivos y saltacionales.

El análisis comparativo entre nuestras distribuciones de tamaño y las de Dal Cin (1976) permite deducir que el área de referencia está caracterizada por un alto nivel de energía y variable aporte de sedimentos, tal como queda evidenciado por su granulometría gruesa (media, percentil 1, porcentaje de fracciones arena, truncamientos poblacionales, cuadro 1), su superior valor de desviación standard y las elevadas cifras de desvíos típicos (cuadro 1). Más aún,

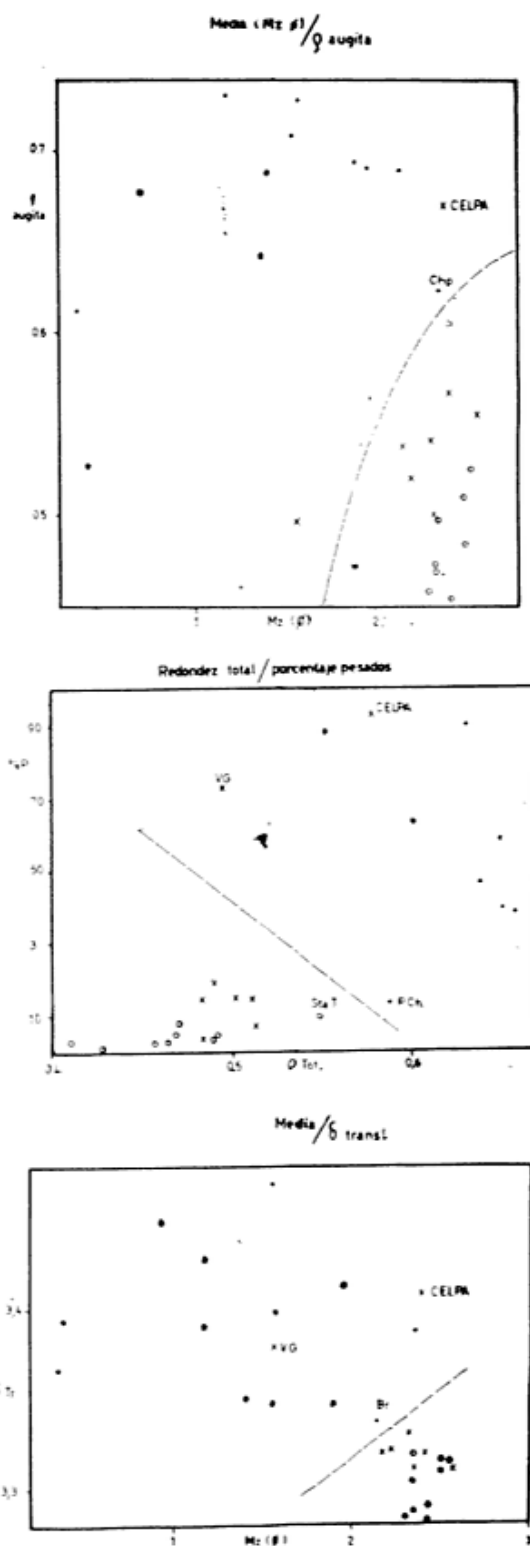


Fig. 5. — Diagrama de variación propiedades texturales y composicionales.

estas conclusiones quedan sustentadas por los estudios adicionales de textura y composición; al respecto, la mayor redondez de estas arenas sumada a alto tenor de pesados densos ponen en evidencia el fuerte grado de retrabajamiento con paralela elimina-

ción de materiales más finos de la playa frontal.

Por otra parte, el área del Cabo San Antonio, caracterizada por playas con baja pendiente, menor energía mecánica y sin depositación selectiva marcada (Spalletti y Mazzoni, 1978), muestra atributos granulométricos típicos para playas en agradación (Cf. Dal Cin, 1976), tales como menor granulometría de media y percentil 1, predominio de fracciones arena fina y muy fina sobre mediana y gruesa, mejor selección y tendencia a mesocurtosis. Estos caracteres son compatibles con bajos niveles de energía cinética y con aportes constantes de materiales clásticos relativamente homogéneos. La interpretación precedente se ve reafirmada por las menores cifras de redondez, el más bajo tenor de pesados y la escasa densidad de estos componentes en las muestras de playas en agradación.

El sector comprendido entre Mar Chiquita y Punta Médanos que Mazzoni y Spalletti (*op. cit.*) interpretaran como zona de transporte selectivo con depositación fraccionaria es, por sus características sedimentológicas, de tipo intermedio entre las dos variedades de líneas de costa (en avance y retroceso). Sin embargo, se evidencia una tendencia general a la semejanza con arenas de playas en agradación. Es posible también que este comportamiento pueda corresponder a sedimentos de playa frontal en equilibrio.

Con todo, es notorio que los valores de varias muestras no coinciden en sus rasgos texturales y composicionales con los que les corresponderían por su ubicación geográfica. Así, en el primer tramo (sector I) a la ya citada alta variabilidad de cifras individuales se le suma cierta tendencia de algunos sedimentos (localidades Arroyo Brusquitas, Punta Mogotes, Chapadmalal) a poseer rasgos que pertenecerían a playas en agradación. Por su parte, los sedimentos de Villa Gesell y CELPA —a pesar que se ubican fuera del sector con barrancas— exhiben rasgos asignables a arenas de playa en erosión. A este respecto, consideramos que deberían intensificarse las investigaciones para establecer si estas “anomalías” responden a factores accidentales o si realmente documentan la presencia de fenómenos erosivos locales en tramos de costa en agradación.

Conclusiones

En este estudio se ha podido comprobar que existen una serie de rasgos granulométricos y composicionales útiles en la identificación de playas en retroceso y en agradación. Las diferencias sedimentológicas obtenidas han sido suficientemente expresivas por lo que no ha sido necesario recurrir a procesamientos estadísticos más complejos y sutiles, tales como el análisis de factor al que debió apelar Dal Cin (1976) en circunstancias similares. Esta mayor discrepancia granulométrica y composicional entre nuestras playas está aparentemente regida por el tamaño más grueso de los sedimentos involucrados, ya que como lo mencionara Dal Cin (*op. cit.*) en la medida que decrece el tamaño de grano original resulta más difícil la discriminación entre playas en erosión y en agradación.

En el caso del litoral atlántico bonaerense, las playas erosivas se caracterizan por mayor granulometría de la media, percentil 1 y truncamientos de poblaciones, así como por la mayor abundancia de los grados arena mediana y gruesa. Este superior tamaño de grano es quizá el responsable del más alto valor de las cifras medias de desviación standard y variancia. Asimismo, los minerales pesados son más abundantes, densos y mejor redondeados que los correspondientes a las playas en agradación.

La existencia de elevadas cifras de desvíos típicos en las propiedades analizadas, así como la presencia de algunas muestras de baja granulometría y elevada selección permiten sospechar que en el tramo litoral con barrancas algunas playas podrían encontrarse —localmente— en proceso de agradación.

El sector comprendido entre Mar Chiquita y Punta Médanos muestra atributos sedimentológicos intermedios entre los típicos para playas en erosión y en agradación; por este carácter puede suponerse que el citado tramo correspondería a costas relativamente estables o bien con tendencia a la agradación (Cf. cuadros 1 y 2). En este mismo sector, sin embargo, las muestras de CELPA y Villa Gesell denotarían procesos erosivos fuera de la influencia del área de costa con barrancas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Anwar, Y. M., A. R. Gindy, M. A. El Askary, N. M. El Fishawi, 1979. *Beach accretion and erosion, Burullus - Gamasa Coasts, Egypt*. Marine Geol. 30, 3-4 (M 1- M 7).
- Dal Cin, R., 1968. *Método granulométrico per individuare spiagge in erosione e spiagge in avanzamento*. Ann. Univ. Ferrara, Sez. 9, 4 (213-236).
- 1969. *Distinzione tra spiagge in erosione ed in avanzamento mediante metodo granulométrico*. Rev. Ital. Geotéc., 4 (2-8).
- 1976. *The use of factor analysis in determining beach erosion and accretion from grain size data*. Marine Geol. 20 (95-116).
- Folk, R. L. y W. C. Ward, 1957. *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*. Jour. Sed. Petrol. 27, 1 (3-26).
- Mazzoni, M. M., 1977. *Características composicionales de la fracción pesados de arenas de playa frontal del litoral atlántico bonaerense*. Asoc. Arg. Min. Petr. Sed. Rev. VIII, 3-4 (73-91).
- Mazzoni, M. M. y L. A. Spalletti, 1978. *Evaluación de procesos de transporte de arenas litorales bonaerenses a través de análisis texturales y mineralógicos*. Acta Oceanográf. Arg. 2, 1 (51-66).
- Passega, R., 1957. *Texture as characteristic of clastic deposition*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 41 (1952-1984).
- Spalletti, L. A. y M. M. Mazzoni, 1979. *Caracteres granulométricos de arenas de playa frontal, distal y médano del litoral bonaerense*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV, 1 (12-30).
- Teruggi, M. E., 1959. *Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahía Blanca*. LEMIT, Publ. II, 77 (1-37).
- Visher, G. S., 1969. *Grain size distributions and depositional processes*. Jour. Sed. Petrol. 39, 3 (1074-1106).

Recibido: 13 junio, 1980.

MARIO MAZZONI

LUIS A. SPALLETTI

IMPSEG-CONICET

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
 Universidad Nacional de La Plata,
 Paseo del Bosque - 1900 La Plata

PRIMERAS EDADES CARBONO-14 DE AFLORAMIENTOS DE CONCHILLAS DE LA REPUBLICA ARGENTINA

M. C. ALBERO, F. E. ANGIOLINI, J. L. BALBUENA, J. O. CODIGNOTTO, E. LINARES y N. E. WEILER

Resumen

En este trabajo se dan a conocer las primeras dataciones radiométricas obtenidas por medio del método carbono-14, de diversos afloramientos de conchillas de sectores del área costera de la provincia de Buenos Aires y de Tierra del Fuego, en el recientemente instalado laboratorio del INGEIS.

Estos resultados son los primeros de un estudio mayor encarado en ambas comarcas y solamente constituyen el aporte inicial al conocimiento geológico de ellas. El interés principal es el de presentar las características principales del método carbono-14 como auxiliar en las investigaciones de la geología del Cuartárico, las recomendaciones necesarias para la recolección de las muestras y de su pretratamiento, como así también la técnica experimental de síntesis de benceno y medición de la actividad de carbono-14 por espectrometría de centelleo líquido, en las muestras a datar.

Los resultados de las dataciones halladas para ambas comarcas, son dadas a conocer, conjuntamente con las primeras conclusiones para las dos zonas en estudio.

Introducción

Entre los programas de investigación encomendados al Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), se encuentra el de la instalación y puesta en operación de un laboratorio de datación radiométrica por el método de carbono-14.

Sobre la base de lo señalado, a principios de 1977 se iniciaron las tareas preliminares para cumplimentar este proyecto. Luego de un detenido estudio de toda la información bibliográfica disponible, se decidió seguir dos líneas de trabajo, en el siguiente orden:

- 1º) Conversión de la muestra en benceno y medición de la actividad del carbono-14 por espectrometría de centelleo líquido.
- 2º) Conversión de la muestra en metano, para el conteo de la citada actividad en ese gas, por medio de un

Abstract

The first carbon-14 age determinations on shell outcrops of the litoral areas of the Buenos Aires and the Tierra del Fuego provinces, Argentine Republic, obtained in the new Carbon-14 Laboratory of INGEIS, are presented.

These results are the first of a major investigation carried on in both areas. In this paper, the more important requirements for sample collection, the pretreatment of them and the experimental techniques with the benzene synthesis for measuring by liquid scintillation counting the carbon-14 activity of the samples in study, are presented.

The data obtained are discussed on the basis of the geology of both areas.

contador proporcional. Ambas técnicas, además de las diferencias que presentan en su tratamiento analítico, poseen distintos rangos de aplicación.

Debido a la complejidad de las distintas etapas inherentes a este método y la falta de experiencia en el tema, se encaró la construcción y puesta en operación de la primera línea de investigación conocida como de "Síntesis de Benceno". Aunque con ella, sólo se pueden medir edades de hasta 40.000 años aproximadamente, se decidió encarar su puesta en operación con el fin de adquirir los conocimientos necesarios para la medición de las bajas actividades de carbono-14 en las muestras a datar. También y de acuerdo a lo mencionado, se iniciaron las experiencias en muestras de carbonatos, conchillas, calizas, etc., por ser estos

materiales los que presentan mayor facilidad de tratamiento.

El presente trabajo da a conocer la técnica experimental utilizada en la medición de la actividad de carbono-14 en carbonatos, por síntesis de benceno y además, los primeros resultados obtenidos sobre muestras de conchillas del litoral de la provincia de Buenos Aires y de Tierra del Fuego, debiéndose destacar que las edades aquí presentadas son las primeras halladas por medio de esta técnica en la Argentina.

A principios de 1979 se iniciaron los estudios para la construcción de la línea de combustión (Broecker *et al.*, 1959), que permitirá convertir en CO₂ y posteriormente en benceno o metano, las muestras de materiales orgánicos, lo que ampliará las posibilidades del laboratorio.

Además, se ha diseñado la línea de metano (IAEA, 1972; Polach *et al.*, 1967) que facilitará la datación de muestras de mayor edad.

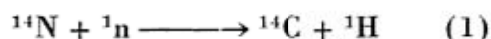
Estas dos etapas se completarán durante 1980 o principios de 1981, lo que además de permitir analizar distintos tipos de muestras, incrementará la cantidad de dataciones por medio del método carbono-14.

Esta publicación constituye la Contribución N° 40 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) dependiente del Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). También es contribución del Comité Argentino de Geología y Dinámica Costanera.

2. El método de datación radimétrica carbono-14

2.1. Generalidades

En su interacción con las capas superiores de la atmósfera terrestre, los rayos cósmicos producen diferentes reacciones nucleares en las cuales son emitidos neutrones, protones y otras partículas. Parte de los neutrones secundarios producidos, interactúan con el nitrógeno de la atmósfera dando origen al isótopo radiactivo del carbono, ¹⁴C, de acuerdo a la ecuación:



El carbono-14 así producido reacciona rápidamente con el oxígeno para formar CO₂. Como los neutrones producidos por los rayos cósmicos son más abundantes a alturas

considerables, la producción de ¹⁴C está confinada a altitudes de 4.000 metros o más. El CO₂ que contiene carbono-14 llega a la superficie de la Tierra en un tiempo relativamente corto y representa una pequeña fracción del CO₂ atmosférico total, siendo la relación ¹⁴C/¹²C en la atmósfera de 10⁻¹². Además, debe mencionarse que grandes cantidades de carbono-14 entran en los océanos como CO₂ disuelto, para luego ingresar en la constitución de los carbonatos y bicarbonatos marinos.

A través del proceso de fotosíntesis, las plantas asimilan el carbono-14, mientras que los animales lo incorporan a través de sus alimentos. Por consiguiente, todos los seres vivos contienen una cierta cantidad de ese isótopo, cuya abundancia se asume que es constante durante toda su vida. Esa cantidad se halla en equilibrio con la del carbono total, ya que el carbono-14 que se pierde por desintegración radiactiva, es reincorporado en los procesos antes señalados.

Cuando la planta o el animal muere, el intercambio de CO₂ con el medio ambiente se interrumpe y la cantidad de carbono-14 presente en ese momento, disminuye con el tiempo debido al proceso de desintegración radiactiva de ese isótopo de acuerdo a la ecuación:



Surge así claramente que de poderse medir la cantidad remanente de carbono-14 en la muestra, de acuerdo con la ecuación del decaimiento radiactivo, se puede calcular el tiempo transcurrido desde la muerte del organismo.

El método fue propuesto por el premio Nobel, W. Libby, en 1946 y la primera suposición en que se basó consiste en que todos los organismos vivos adquieren durante su vida igual cantidad de carbono-14 por gramo de carbono que poseen, ya sea en épocas recientes o pasadas. Esto implica que la producción de carbono-14 debido a la radiación cósmica, debe haber sido constante durante por lo menos los últimos 70.000 años. La segunda hipótesis es que los distintos reservorios (atmósfera, biósfera e hidrosfera), mantuvieron iguales características para el intercambio de carbono.

Los datos con que se cuenta al presente indican que, a pesar de ciertas desviaciones, estas dos condiciones fundamentales para la aplicación del método de datación se cumplen.

2.2. Ecuación fundamental para el cálculo de la edad

De la ecuación general de la desintegración radiactiva

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (3)$$

donde

N_0 : Número de átomos radiactivos al tiempo t_0 .

N : Número de átomos radiactivos remanentes al tiempo t .

λ : Constante de desintegración del isótopo radiactivo.

Se puede despejar t resultando:

$$t = - \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N}{N_0} \quad (4)$$

El período de semidesintegración que indica la vida promedio de los átomos de un isótopo radiactivo, es:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (5)$$

El valor aceptado actualmente para $t_{1/2}$ de carbono-14 es de 5.730 años. Sin embargo, todas las edades publicadas hasta la fecha usan el valor de 5.568.

Si en la ecuación (4), se reemplaza el

valor de $\frac{1}{\lambda}$, surge:

$$\begin{aligned} t &= - \frac{5.568}{\ln 2} \cdot \ln \frac{N}{N_0} = \\ &= - 8.035 \ln \frac{N}{N_0} \quad (6) \end{aligned}$$

La actividad correspondiente al tiempo t_0 se toma igual a la de la madera del año 1850, corregida para el año 1950, que es considerada como edad cero. En la práctica se utiliza como estándar el ácido oxálico del National Bureau of Standards (USA), del cual el 95 % de su actividad corresponde a la actividad moderna de la madera antes citada.

Si se miden las actividades netas de la muestra S y del ácido oxálico S_0 , la edad se calcula por:

$$t = - 8.035 \ln \left[\frac{S}{0.95 S_0} \right] \quad (7)$$

2.3. Variaciones temporales de la concentración de carbono-14

El flujo de neutrones en la alta atmósfera, responsable de la producción de ^{14}C , depende de la intensidad de la radiación cósmica incidente y ésta a su vez es función de la actividad solar y de la intensidad del campo magnético terrestre. Siendo estos dos factores variables con el tiempo, es razonable suponer que el contenido de carbono-14 en la atmósfera sufre variaciones temporales. Esto produce modificaciones en las edades halladas por carbono-14, las que deben conocerse para llevar a cabo las correcciones necesarias.

De Vries (1958), fue el primero en comprobar estas variaciones y demostró que la actividad del carbono-14 entre los siglos XVI y XVIII de nuestra Era, fue un 2 % mayor que en el siglo XIX (Efecto de Vries). Otra anomalía fue observada por Suess (1955), quien halló que la madera del siglo XX presenta un contenido del 2 % menor que la correspondiente al siglo XIX. Este autor atribuyó dicho efecto a la liberación de grandes cantidades de CO_2 muerto, debido a la combustión de derivados del petróleo desde el comienzo de la revolución industrial (Efecto Suess).

Por último, las explosiones nucleares y la operación de reactores atómicos, han dado como resultado la incorporación de cantidades significativas de carbono-14 producido artificialmente, en la atmósfera. Esto redundará en un incremento de la cantidad de este isótopo en la superficie de la Tierra. Los niveles típicos en este momento, se hallan entre 30-40 % por encima del valor estándar.

Las variaciones del contenido de carbono-14 en la atmósfera han sido estudiadas con el fin de establecer las correcciones necesarias en las edades obtenidas por este método sobre la base de la hipótesis de un contenido constante de ese isótopo. La comparación de las edades halladas por carbono-14, con las encontradas por medio de la dendrocronología y cronología varval, permiten construir tablas de corrección entre edades reales y edades experimentales.

Para la datación de conchillas marinas es necesario tener en cuenta que en algunos

casos, debido a la circulación del agua de mar, la actividad C-14 puede ser algo menor que la esperada lo que introduce un error sistemático en el resultado, produciendo siempre edades menores que las reales. Dado que las causas que originan estas diferencias son locales, este error sistemático puede ser evaluado por comparación con edades de otros elementos coetáneos si éstos existen.

A pesar de esta dificultad, en varios trabajos se han obtenido acuerdos excelentes entre edades de madera y de conchilla.

2.4. Corrección por fraccionamiento isotópico

Las reacciones químicas y los procesos físicos producen el fraccionamiento isotópico en compuestos de ciertos elementos químicos. En el caso del método de carbono-14, la edad obtenida debe corregirse por el efecto de estos procesos, sobre los isótopos del carbono.

Este fraccionamiento isotópico puede estimarse por el conocimiento de la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ del material analizado expresado como $\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ con respecto al estándar internacional PDB (CO_2 extraído de Bellenmitella americana, Urey, 1951).

Se acepta que el fraccionamiento es proporcional a la diferencia de masa de los isótopos con respecto al más abundante. En el caso del carbono el fraccionamiento del isótopo de masa 14 (^{14}C), es el doble del de masa 13 (^{13}C) por lo cual el problema se reduce a determinar el fraccionamiento sufrido por este último.

Debido a que el estándar al cual se refieren las dataciones por carbono-14, es una madera con un valor de $\delta^{13}\text{C} = -25,0 \text{‰}$, la actividad medida de la muestra se corrige por medio de la siguiente ecuación (Faure, 1977):

$$A_{\text{corr.}} = A_{\text{med.}} \left[1 - \frac{2 \cdot (25,0 + \delta^{13}\text{C}_M)}{1.000} \right] \quad (8)$$

cpm

$A_{\text{corr.}}$: Actividad de la muestra corregida por el efecto de fraccionamiento isotópico.

$A_{\text{med.}}$: Actividad medida en la muestra.

$\delta^{13}\text{C}_M$: Valor de $\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ de la muestra con respecto a PDB.

Los datos presentados en este trabajo han sido corregidos por el fraccionamiento isotópico y en el cuadro de resultados analíticos se dan los valores de $\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ medidos para cada muestra.

2.5. Error de la medición y edad máxima obtenida por el método

Los datos dados a conocer, poseen un error equivalente a 1σ , de acuerdo a la ecuación:

$$\sigma_{\text{calc.}} = 8035 \left[\frac{(\sigma_{\text{Ox}})^2}{(A_{\text{Ox}} - A_f)^2} + \frac{(\sigma_M)^2}{(A_M - A_f)^2} + \frac{\sigma_f^2 (A_{\text{Ox}} - A_M)^2}{(A_{\text{Ox}} - A_f)^2 (A_M - A_f)^2} \right]^{1/2} \quad (9)$$

donde:

$\sigma_{\text{calc.}}$: Error calculado de la edad.

σ_{Ox} : Error calculado en A_{Ox} .

σ_M : Error calculado en A_M .

σ_f : Error calculado en A_f .

A_{Ox} : Actividad del ácido oxálico.

A_f : Actividad del fondo.

A_M : Actividad de la muestra.

Cada uno de los valores de σ se calcula como la raíz cuadrada del número de cuentas N

$$\sigma = \sqrt{N} \quad (10)$$

El error relativo $\sigma_{\text{rel.}}$ será entonces:

$$\sigma_{\text{rel.}} = \frac{\sqrt{N}}{N} = \frac{1}{\sqrt{N}} \quad (11)$$

De esta última ecuación se deduce que para disminuir el error es necesario incrementar el número de cuentas total N . Como consecuencia de esto, los factores que se tienen en cuenta son:

1. — Tiempos de medición suficientemente grandes.
2. — Altas eficiencias de conteo, las que se logran con una óptima calibración del equipo utilizado en la medición.

Evidentemente, las muestras más modernas poseerán actividades cercanas a las del estándar moderno (ácido oxálico del NBS); en cambio, las muy antiguas tendrán una actividad comparable a la del fondo del

equipo medidor. Cuanto menor sea éste, mayor será la edad máxima que pueda obtenerse ya que en esas condiciones puede distinguirse una baja actividad de la muestra de la correspondiente al fondo.

La máxima edad obtenible se calcula por la ecuación (Gibbs, 1970),

$$t_{max} = 8035 \ln \left[A_{Ox} \sqrt{\frac{t}{8A_f}} \right] \quad (12)$$

donde:

A_{Ox} : Actividad ácido oxálico.

A_f : Actividad del fondo.

t : Tiempo total de la medición.

Este límite que es función de la calibración del equipo y de la cantidad de muestra usada en la medición en las condiciones actuales de trabajo, es de aproximadamente 40.000 años B.P.* en el laboratorio del INGEIS.

2.6. Materiales útiles para la datación

En principio cualquier material que contenga carbono puede utilizarse para su datación por carbono-14. La edad hallada, en todos los casos, corresponde al tiempo transcurrido desde la muerte del organismo.

Entre los materiales más comúnmente utilizados figuran: carbón, madera, semillas, restos vegetales en general, turbas, huesos, tejidos, papeles, sedimentos carbonosos y conchillas. Estos dos últimos tipos de materiales son de especial utilidad en dataciones de aplicación en Geología, mientras que el resto es de importancia en estudios arqueológicos y antropológicos. Además, los carbonatos disueltos en aguas subterráneas, pueden utilizarse para conocer la antigüedad de las mismas, en ciertos casos.

La confiabilidad de los resultados obtenidos depende del estado de la muestra, de las condiciones del hallazgo y del material a emplear para su datación.

La cantidad de material necesario a emplear en la datación está relacionada directamente con el contenido de carbono de la muestra. Para una medición se requiere una cantidad mínima de 5-6 gramos de carbono, por lo que el peso de la muestra dependerá del contenido de carbono de acuerdo al siguiente detalle:

MATERIAL	% aproximado de carbono	Cantidad de gramos
Madera	33	20
Carbón vegetal	60	10
Turba	16-30	20-40
Material orgánico	—	—
Conchillas marinas	8	60-100
Huesos, astas, dientes	10-25	50-100

3. Técnica experimental

3.1. Consideraciones acerca de la obtención de las muestras

A continuación se exponen los criterios utilizados para la recolección de las muestras, con el fin de evitar que el material a analizar presente vicios de muestreo que puedan dar lugar a dataciones erróneas.

En primer lugar, se tuvo en cuenta que el material estuviera *in situ* desechándose aquél de dudosa ubicación. En todos los casos las muestras de conchillas se extrajeron de perforaciones hechas a pala. Asimismo, se relacionó el lugar de muestreo con la geomorfología (en este caso, la relación entre los antiguos cordones de playa con la lineación general del muestreo), para poder establecer el control de la datación y sobre todo para asegurar que el material analizado no hubiera sido retransportado.

En segundo lugar, se consideró la forma y el ambiente ecológico de los moluscos a datar. En este aspecto, la forma de la conchilla es de suma importancia, ya que su comportamiento hidrodinámico varía de acuerdo con su conformación externa. Por ejemplo, la conchilla de un gastrópodo sometida a una corriente hidráulica, tendrá más movilidad que la de un pelecípodo, ya que la primera tenderá a rodar y la segunda se adherirá al fondo. Este movimiento diferencial, puede dar lugar a un yacimiento de conchillas de edad dispar, por lo cual es necesario una cuidadosa selección del material.

Con respecto al ambiente, cabe citar el caso de gastrópodos pateliformes que constituyen parte importante de la alimentación de aves que viven en áreas costeras. En todos los casos, estos gastrópodos son llevados tierra adentro por las aves para alimento de sus crías, quedando las valvas esparcidas en gran cantidad en una amplia área. Las dataciones halladas sobre depósitos de

* Edades referidas a 1950.

este tipo, pueden dar edades no concordantes con la geología de la zona.

Finalmente, debe considerarse la posible contaminación de la muestra por carbono moderno proveniente de aguas circulantes, lo que produce impregnaciones que pueden dar lugar a edades irreales. Por lo tanto, en el momento de la extracción deberá tenerse en cuenta la presencia de adherencias calcáreas en las conchillas a procesar.

3.2. Pretratamiento de la muestra

Las muestras a analizar deben ser previamente tratadas con el fin de eliminar las impurezas presentes y la posible contaminación por carbono de origen moderno, como se señalara en 3.1, el que podría alterar la edad. Debido a la diversidad de materiales datables, cada tipo de muestra requiere un pretratamiento diferente que debe ser cuidadosamente investigado, en especial debido a la falta de información bibliográfica sobre el tema.

Para el caso particular de las conchillas se siguió el siguiente procedimiento:

1. — Separación manual de partes extrañas;
2. — Ataque químico con agua oxigenada de 200 volúmenes para eliminar la materia orgánica; y
3. — Ataque con ácido clorhídrico diluido (2 %) para obtener la disolución de los carbonatos superficiales.

La cantidad de muestra necesaria para obtener el volumen mínimo de 4 ml de benceno, para la medición en él de la actividad del carbono-14, es de aproximadamente 80 g. Con este peso de muestra, el análisis puede realizarse, permitiendo además, conservar una reserva del material para un análisis por duplicado, de ser éste necesario.

3.3. Síntesis de benceno

Como la actividad de la muestra ha de medirse en un espectrómetro de centelleo líquido, se utiliza la técnica de conversión del carbono de las conchillas en benceno.

Para ello, en la línea de síntesis de benceno (Tamers, 1975; Noakes *et al.*, 1965) construida a partir de 1978 y puesta en operación a principios de 1979 (fig. 1), la muestra de conchilla, previamente pesada, es atacada con ácido perclórico concentrado

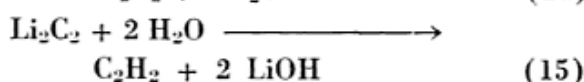
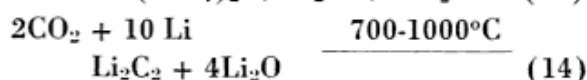
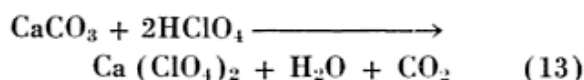
para obtener CO₂, el que es deshidratado y almacenado hasta su tratamiento.

En la segunda etapa el CO₂ es introducido en un reactor, donde en contacto con litio metálico calentado a 700°C al vacío, se convierte en carburo de litio (Li₂C₂). Esta reacción se completa cuantitativamente, calentando el reactor a 1000°C durante la parte final de proceso. Una vez enfriado el reactor, se le agrega agua bidestilada con lo cual el carburo de litio se hidroliza dando origen a acetileno (C₂H₂), el que es atrapado mientras se hace vacío. Con el fin de eliminar impurezas que puedan inhibir la etapa posterior de catálisis, el acetileno es purificado haciéndolo pasar a través de ácido fosfórico concentrado y de una trampa con hielo seco-acetona, siendo posteriormente almacenado.

En la última etapa, el acetileno es convertido en benceno por catálisis. El catalizador utilizado Perlkator (cromato de potasio en soporte de alúmina-silice), es activado durante 4 horas a 360°C en vacío, previamente a la reacción. Una vez enfriado a temperatura ambiente, se admite el acetileno en el reactor, controlándose la temperatura de catálisis, regulándose el flujo de gas y enfriando en baño de agua (Tamers, 1975). La trimerización se produce en media hora y de inmediato el benceno absorbido se libera por calentamiento a 120°C colectándose en una trampa a la temperatura del nitrógeno líquido. Finalmente, la muestra de benceno así obtenida, es almacenada en ampollas de vidrio selladas, con el fin de evitar su evaporación antes de la medición.

La pureza del benceno obtenido en la línea se comprobó por cromatografía gas-líquido sobre tres muestras. Los análisis efectuados en el UMYMFOR (CONICET-FCEN-UBA), certifican que la pureza del benceno es de 99,994 %, valor éste que garantiza una alta eficiencia en el conteo de la actividad beta del carbono-14.

Las reacciones químicas involucradas durante todo el proceso, son las siguientes:



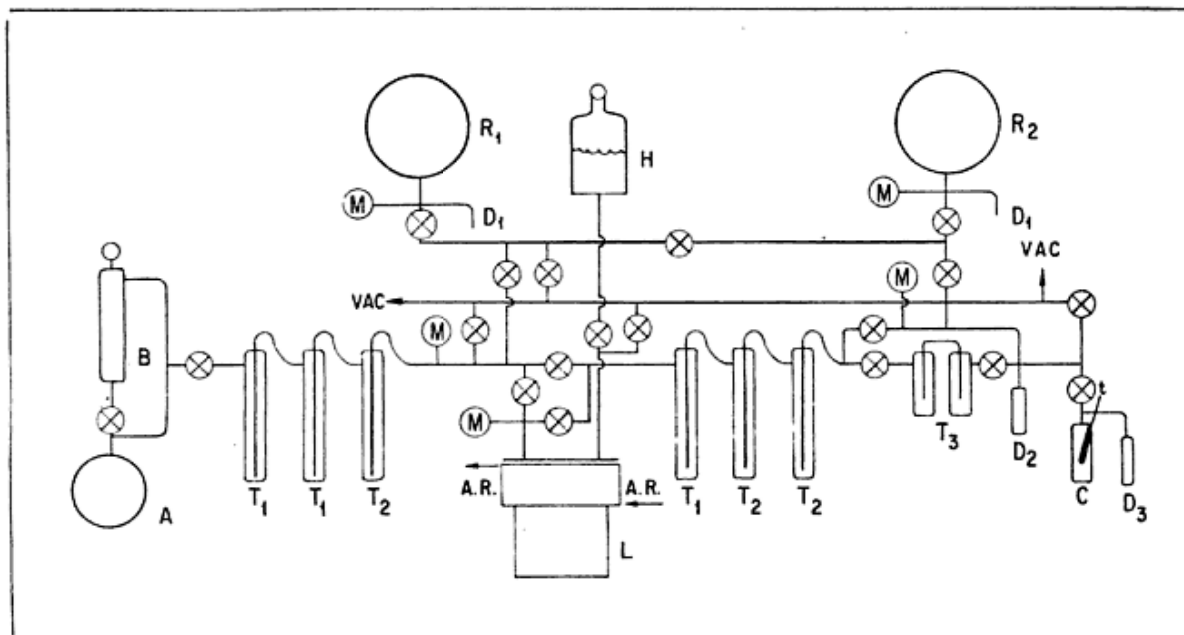


Fig. 1. — Esquema de la línea de síntesis de benceno del INGEIS. A. Balón donde son atacados los carbonatos; B. Acido perclórico; T₁. Trampas a - 73°C; T₂. Trampas a - 196°C; X. Llaves de paso; M. Manómetros; R₁. Reservorio de anhídrido carbónico (CO₂); R₂. Reservorio de acetileno (C₂H₂); D₁. Dedos fríos de los reservorios; L. Reactor de Litio; H. Depósito de agua para la hidrólisis; T₃. Trampas de ácido fosfórico; D₂. Dedo frío; C. Cámara de catálisis; t. Termómetro; D₃. Dedo frío para la colección de benceno; A.R. Agua de refrigeración del reactor de Litio.

3.4. Medición de la actividad del carbono-14 por espectrometría de centelleo líquido

La medición de la actividad del carbono-14 en las muestras del benceno se realizó en un espectrómetro de centelleo líquido marca Packard, modelo Tri-Carb 3255, que fue calibrado, con el fin de optimizar la figura de mérito, ya que da la misma depende el rango máximo de aplicación del método.

Del benceno obtenido en la línea, se toman 4 ml que se mezclan con 1 ml de solución centelleadora (7 g de PPO + 1 g de Me₂POPOP, disueltos en un litro de tolueno). Esa mezcla se coloca en recipientes (viales) de vidrio de bajo contenido en potasio-40. Las muestras así preparadas se miden en el espectrómetro junto con otros dos viales, uno con benceno extraído del ácido oxálico del NBS y el otro con benceno sin actividad de carbono-14, que se usa para determinar el fondo back-ground) del equipo (Florkowski *et al.*, 1969).

La medición se lleva a cabo en ciclos de 20 minutos durante un tiempo no inferior a los 500 minutos, lo que permite obtener una buena estadística de los resultados.

4. Ubicación y geología de las muestras estudiadas

4.1. Muestras del litoral de la provincia de Buenos Aires

4.1.1. GENERALIDADES Y UBICACIÓN

La comarca de donde proviene las muestras datadas se ubica entre los paralelos 39°30' y 39°40' de latitud S y los meridianos 62°00' y 62°15' de longitud O, en el Departamento Villarino al sur de Bahía Blanca y dentro de la hoja topográfica 3963-29-4 del I.G.M., en el área de la desembocadura del río Colorado.

La elección de la misma surgió como consecuencia de una beca de perfeccionamiento otorgada a uno de los autores (N. E. Weiler), por la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, para el estudio del delta del río Colorado. De la información obtenida en este estudio, se determinó la importancia de datar conchillas correspondientes a antiguas líneas de costa, con el fin de conocer la evolución morfotemporal de ellas.

En esta área realizaron diversos trabajos varios investigadores entre los cuales deben citarse: Groeber (1947, 1949); Teruggi

et al. (1959); Ewing (1963); Kaaschieter (1965); Cappannini y Lores (1966); y Weiler (1978).

4.1.2. ESQUEMA GEOLÓGICO

En el área estudiada se reconoció la existencia de tres unidades geológicas que representan distintos ambientes y tiempos de formación.

La primera, aparentemente la más antigua, se la puede observar poco al sur de la desembocadura del río Colorado Chico o Nuevo y en la barranca existente en la caleta Brightman, ubicada en la Hoja 3963-29-2 (Faro el Rincón). Estos afloramientos están constituidos por arcillas verdes grisáceas, con restos de vegetales pertenecientes a un ambiente parálico. En la caleta Brightman los citados afloramientos alcanzan 0,70 m de espesor, sin haber llegado a la base de los mismos.

La segunda unidad suprayacente y en aparente discordancia, está formada por limos de coloración rojiza, con un espesor máximo medido de 0,60 m en la caleta Brightman. Aflora en los mismos lugares que las arcillas verdes, pero además se la encuentra a 0,80 m de profundidad, a 2,5 km al N de la desembocadura del río Colorado Chico o Nuevo y 2 km al O de la actual costa marina teniendo por encima una cubierta arenosa suelta. Además, aparece a 0,45 m de profundidad al N de la localidad anterior y a 3 km hacia el O desde la línea de costa marina actual. En este lugar presenta intercalaciones de un horizonte de 0,15 m de espesor, de un sedimento más arcilloso y de coloración más clara.

Por encima de lo anteriormente descrito, aparecen los depósitos correspondientes a la tercera unidad, la cual presenta restos de fauna marina, representada por gastrópodos, pelecípodos y braquiópodos. En la parte inferior de estos afloramientos es donde se encuentran los restos de fauna citados, los cuales denotan un ambiente netamente marino. En cambio, la parte superior de estos depósitos está constituida por arenas eólicas.

El depósito marino arenoso tiene un espesor de 0,50 m y los depósitos eólicos tienen una potencia de 10 metros.

Todos estos afloramientos descritos serían asimilables al Holoceno.

4.2. Muestras de Tierra del Fuego

4.2.1. GENERALIDADES Y UBICACIÓN

El área de donde provienen las muestras datadas se ubica entre los paralelos 53°00' y 53°30' de latitud S y los meridianos 58°00' y 58°37' de longitud O, dentro de las Hojas Geológicas 64 a, San Sebastián y 65 a, Cerro Mesa, en el territorio Nacional de Tierra del Fuego.

En ella llevaron a cabo investigaciones sobre el Cuartárico: Popper, 1887; Bonarelli, 1917; Caldenius, 1932; Methol y Sister, 1947; Petersen, 1949; Feruglio, 1950; Auer, 1959 y Codignotto, 1976, 1979.

4.2.2. ESQUEMA GEOLÓGICO

Formación La Sara (Codignotto, 1979)

Bajo esta denominación se encuentran aquellos depósitos de origen marino constituidos por rodados que conforman crestas de playa, con una cota de 20 m s.n.m. Se encuentran ubicados al SSE del casco de la estancia La Sara.

Formación San Sebastián (Codignotto, 1979)

Se agrupan con esta denominación a aquéllos depósitos de origen marino que conforman crestas de playa. Esta formación se encuentra representada por tres Miembros, denominados: a, b y c.

Miembro a. Los depósitos se encuentran en el sector SSE de la Hoja Cullen y están representados por crestas de playa de morfología muy suave, sobre las cuales crece una rala vegetación halófila.

Miembro b. En la bahía San Sebastián está representado por depósitos finos, limo-arenosos a limo-arcillosos, de coloración gris plomiza. Suelen estar cubiertos por suelo turboso y a unos 0,50 m de profundidad aparecen bancos de conchillas o restos de ellas. Al norte del cerro Gato, se hallan restos óseos de cetáceos.

Miembro c. En el sector de la bahía San Sebastián, comprendido entre el río San Martín, el paleocantilado de la serranía de Carmen Silva y el mar, se encuentran depósitos de acreción representados por rodados de textura calada. También se hallan depósitos del mismo tipo en el extremo austral de la espiga Mina María-Punta Páramo,

como asimismo, en el extremo sur del sector sudeste de la Hoja Bahía San Sebastián.

4.2.3. EDAD

La edad de la Formación La Sara se considera como pleistocena.

La edad de la Formación San Sebastián se considera correspondiente al Holoceno. Los miembros corresponden a un mismo ciclo de deposición. Posiblemente el Miembro a sea algo más antiguo que los llamados b y c, a los cuales se los considera como contemporáneos entre sí.

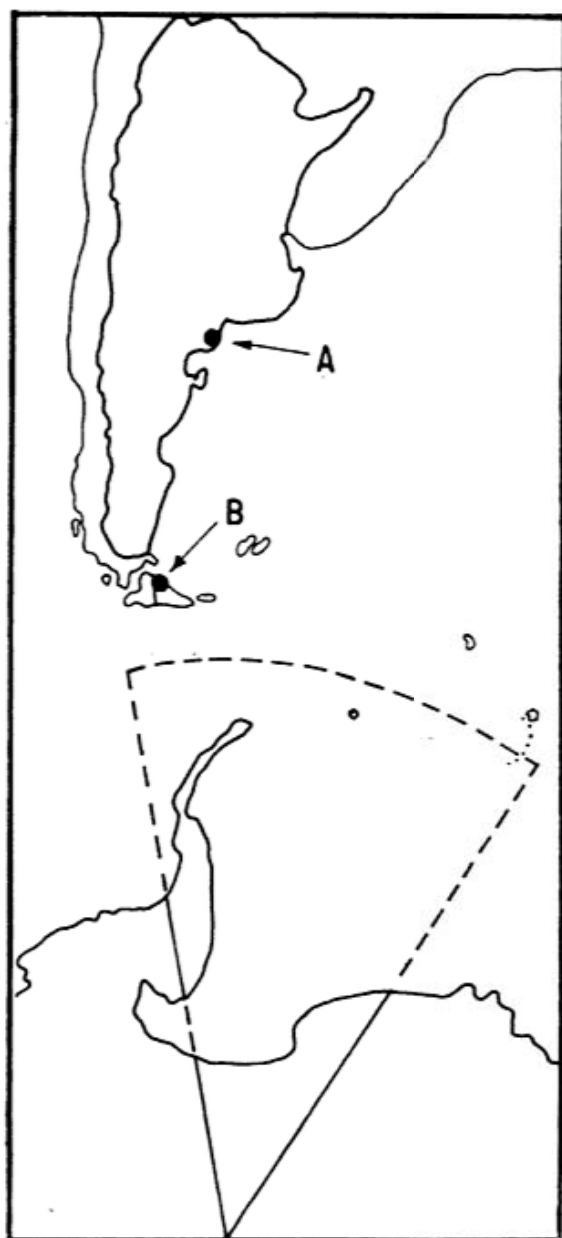


Fig. 2. — Ubicación de las muestras datadas.

La ubicación de las muestras analizadas se presenta en la figura 2.

5. Resultados obtenidos

5.1. Muestras patrones

Como se mencionara anteriormente en 2.2., el patrón utilizado es el ácido oxálico del NBS (U.S.A.). La obtención de anhídrido carbónico a partir de éste, para su posterior conversión a benceno, se realiza por ataque con permanganato de potasio al 6 %, sobre una solución del ácido oxálico en ácido sulfúrico 0,1 N. La síntesis de benceno prosigue en la forma ya descripta.

La actividad del carbono-14 medida en este estándar es de $35,3 \pm 0,3$ cpm, para un volumen de 4 ml. Comparado este valor con la actividad real conocida para el patrón que es de 49,68 dpm, para este volumen, resulta una eficiencia de conteo del equipo utilizado del 71 por ciento.

La muestra utilizada para la medición del fondo del espectrómetro de centelleo líquido, se preparó a partir de una caliza del Ordovícico de la provincia de San Juan. Para ello, se siguió el mismo procedimiento descripto para la conversión en benceno de las muestras estudiadas. El valor de la actividad medida en este caso, resulta ser de $8,94 \pm 0,13$ cpm.

Con anterioridad a la ejecución de las dataciones realizadas, se determinó la edad de una muestra de conchilla de Tierra del Fuego, cedida por el Lic. L. Orquera y de la cual se poseía una edad de 5850 ± 50 a., obtenida en el laboratorio de carbono-14 de Mónaco. La datación hallada en el INGEIS, de 5680 ± 130 a. reveló una buena concordancia y además, demostró la factibilidad de la aplicación del método.

5.2. Edades de las muestras estudiadas

Los primeros resultados obtenidos en INGEIS sobre muestras de conchillas del litoral de la provincia de Buenos Aires y de Tierra del Fuego, se dan a conocer en el cuadro N° 1.

6. Conclusiones

Es necesario destacar que al ser éste el primer trabajo en el que se utilizan data-

CUADRO N° 1. — Edades carbono-14 de muestras de conchillas *

Muestra INGEIS AC-N°	Localidad	Actividad medida ^{14}C cpm	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰	Edad en años
0003	Cabo Virgenes, Santa Cruz	40,96 ± 0,27	2,5	725 ± 100
0023	Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego	38,69 ± 0,26	2,2	1310 ± 100
0024	" " " " " "	27,29 ± 0,22	2,1	2990 ± 100
0025	N Ea. Violeta, Tierra del Fuego "	8,95 ± 0,12	1,7	> 27.000
0026	Pedro Luro, Buenos Aires	35,7 ± 2,25	1,8	2150 ± 110
0027	" " " "	30,83 ± 0,23	1,1	2500 ± 110
0028	" " " "	42,17 ± 0,29	1,5	407 ± 105
0029	" " " "	25,51 ± 0,22	1,2	6000 ± 150

* Los datos analíticos están presentados en la forma sugerida por la revista *Radiocarbon*, referidos a 1950 y considerado un error de 1σ . Actividad del fondo del equipo: $8,94 \pm 0,13$ cpm.

ciones radimétricas de conchillas por carbono-14 por la técnica de síntesis de benceno, la experiencia recogida tanto en la parte experimental como en las conclusiones geológicas, indica la necesidad de tomar especial cuidado para la selección de las muestras, como así también en el aumento del límite de edad logrado.

Selección de las muestras

Es en especial importante una selección adecuada de los lugares de muestreo como así también de la extracción de las muestras. Las consideraciones señaladas en 3.1., permiten minimizar la posibilidad de contaminación por carbono circulante o biogénico.

De existir esta última contaminación puede detectarse mediante la determinación del valor $\delta^{13}\text{C}$ ‰ de la muestra. El valor de $\delta^{13}\text{C}$ ‰ es cercano a cero en ambientes marinos y sensiblemente negativo para carbono de origen biogénico; por lo tanto, una muestra de un ambiente marino contaminada, exhibe valores intermedios de $\delta^{13}\text{C}$ ‰. En las muestras datadas en este trabajo, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ ‰ son positivos y cercanos a cero, indicando la ausencia de esa contaminación (ver cuadro N° 1).

Es claro que este indicador no es útil para evaluar el intercambio isotópico con reservorios del mismo origen, esto resalta la importancia de la selección del sitio de muestreo y del material a analizar. Es necesario que el afloramiento ofrezca un aspecto homogéneo en cuanto al tipo de material a utilizar para su análisis. De este modo se puede eliminar la eventual alteración que puede dar lugar a edades incorrectas.

Aumento del límite de edad alcanzable

El sistema experimental descrito permite la datación hasta un máximo de 27.000 años, con las condiciones actuales de operación. Este límite es susceptible de ser extendido y éste es uno de los objetivos actuales del laboratorio.

Una posible mejora podría obtenerse aumentando la cantidad de muestra a medir en el espectrómetro de centelleo líquido, pasando de los 4 ml a 6ml. Esto es factible con un mejoramiento de la eficiencia de síntesis de la línea y con ligeras modificaciones en su operación. Esto redundaría en un aumento de la actividad de la muestra a medir en un 50 %, con las evidentes ventajas que ello acarrea (véase ecuación 12).

Una disminución del fondo del contador, lo que puede obtenerse mediante el blindaje adicional del mismo, también permitirá aumentar el límite máximo de edad alcanzable.

La puesta en operación del sistema de datación por conteo gaseoso utilizando un contador proporcional, aumentará el rango posible de edades halladas por medio de dataciones carbono-14.

Las ventajas de un aumento de la edad máxima alcanzable redundará obviamente en la aplicación geocronológica del método.

Consideraciones geológicas de las edades obtenidas

Del análisis de los resultados experimentales obtenidos se concluye que tanto en la provincia de Buenos Aires como en Tierra del Fuego, los datos son coherentes con las

observaciones geológicas, ya que los sucesivos cordones litorales aumentan su antigüedad a medida que se alejan de la línea de costa actual.

En el área del delta del río Colorado, la edad de la línea de costa más antigua es de 6000 ± 150 años, mientras que la más joven posee una edad de 407 ± 105 años. Para la Bahía de San Sebastián, los valores encontrados son de 2990 ± 100 años y 1310 ± 100 años, respectivamente.

Si bien estas primeras edades no constituyen un estudio geocronológico completo, los resultados hallados y la coherencia de los mismos con lo que se podría esperar del conocimiento geológico de ambas zonas, demuestran la utilidad del método en estudios de la geología del Cuartárico.

La datación de un mayor número de muestras de ambas comarcas, se halla en desarrollo en el laboratorio del INGEIS, por lo cual los resultados aquí presentados serán confirmados o rectificadas en un futuro cercano. Otras muestras deberán ser reco-

gidas en futuras campañas, por lo cual la selección de los sitios y del material, se basará en la experiencia lograda en el curso de esta investigación.

Agradecimientos

Los autores desean hacer llegar su agradecimiento a las Autoridades de las Instituciones Responsables del INGEIS por todo el apoyo brindado para cumplimentar este proyecto. Asimismo, lo hacen extensivo a todos los integrantes del Instituto, en especial al Ing. Leopoldo S. Magram y Lic. Héctor O. Panarello, por la valiosa colaboración prestada a lo largo de esta investigación. Las muestras datadas se obtuvieron por medio de un subsidio de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, y parte de este estudio se llevó a cabo por una beca de perfeccionamiento otorgada a uno de los autores (N. E. Weiler), por esa Institución.

Lista de trabajos citados en el texto

- Auer, V., 1959. *The pleistocene of Tierra del Fuego-Patagonia. Part III. Shoreline displacements.* Ann. Acad. Scie. Fennicae, A. 60.
- Bonarelli, G., 1917. *Tierra del Fuego y sus turberas.* Dir. Gral. de Minas, Geol. e Hidrog., XII, 3, Buenos Aires.
- Broecker, W. S., C. S. Tucek y E. A. Olson, 1959. *Radiocarbon analysis of oceanic CO₂.* Intern. Journ. App. Radiation and Isotopes, 7: 1-18.
- Caldenius, C., 1932. *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego.* Dir. Nac. de Minas, Geol. e Hidrol., Pub. 95, Buenos Aires.
- Cappanini, D. y R. Lores, 1966. *Los suelos del valle inferior del río Colorado.* INTA, Col. Suelos, Buenos Aires.
- Codignotto, J. O., 1976. *Geología y rasgos geomorfológicos de la patagonia extraandina, entre el río Chico de Gallegos (Santa Cruz) y la Bahía San Sebastián (Tierra del Fuego).* Fac. Ciencias Exactas y Nat. Universidad Buenos Aires. Tesis doctoral (inédito).
- Codignotto, J. O., 1979. *Descripción de la Hoja Geológica 64 a, Bahía San Sebastián.* Serv. Geol. Nac. Informe inédito, Buenos Aires.
- De Vriess, H., 1958. *Variation in concentration of Radiocarbon with time and location on Earth.* Proc. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. B61: 94-102.
- Ewing, M., W. J. Ludwig y J. Ewing, 1963. *Geological investigations in the submerged Argentina coastal plain.* Bull. Geol. Soc. America, 74: 275-292, Boulder, Colorado (USA).
- Fairhall, A. W., W. R. Schell y V. Takashima, 1961. *Apparatus for methane synthesis for Radiocarbon dating.* Review Scient. Inst., 32: 323-325.
- Faure, G., 1977. *Principles of Isotope Geology.* J. Wiley and Sons, Nueva York.
- Feruglio, E., 1950. *Descripción geológica de la Patagonia.* Y.P.F., tomos I, II y III, Buenos Aires.
- Florkowski, T., J. Grabczack, T. Kuc y K. Rozanski, 1970. *Determination of radiocarbon in water by gas or liquid scintillation counting.* Nukleonika, 20: 1053-1066.
- Gibbs, J. A., 1970. *Liquid scintillation counting of natural Radiocarbon.* Packard Tech. Bull., 8, USA.
- Groeber, P., 1947. *Resumen preliminar de las observaciones realizadas en el viaje a la región sur de Bahía Blanca.* Notas Mus. La Plata, XIV, Geol., 57, La Plata.
- 1949. *Glacial, tardío y post-glacial en Patagonia.* Rev. Museo Municip. Ciencias Nat. y Tradic. Mar del Plata, 1, Mar del Plata.
- IAEA, 1972. *Preparation of methane from carbon dioxide-detailed procedure.* Intern. Report.

- Kaaschister, J. P. M., 1965. *Geología de la cuenca del Colorado*. Actas III Jorn. Geol. Arg. (Salta), III: 251-271. En *Acta Geológica Lilloana*, Tucumán.
- Methol, E. J. y R. O. Sister, 1947. *Informe preliminar al estudio de los aluviones auríferos de la Gobernación Marítima de Tierra del Fuego, entre río Gamma y cabo Espíritu Santo*. Dir. Nac. Geol. y Min. (inédito).
- Noakes, J. E., S. M. Kim y J. J. Stipp, 1965. *Chemical and counting advances in liquid scintillation age dating*. Procc. 6 Internat. Conf. Radiocarbon and Tritium Dating: 68-90, Polmán.
- Petersen, C. y E. J. Methol, 1948. *Rasgos geológicos generales de la porción septentrional de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev. III, (4), Buenos Aires.
- Polach, H. A. y J. J. Stipp, 1967. *Improved synthesis techniques for methane and benzene radiocarbon dating*. Intern. Journ. App. Radiation and Isotopes, 18: 359-364.
- Polach, H. A., 1969. *Optimization of liquid scintillation radiocarbon age determination and reporting of ages*. Atomic Energy Australie, 12: 21-28.
- Popper, J., 1887. *Exploración de la Tierra del Fuego*. Bol. Inst. Geog. Arg., VIII, Buenos Aires.
- Suess, H. E., 1955. *Radiocarbon concentration in modern wood*. Science, 122: 415-417.
- Tamers, M. A., 1975. *Chemical yield optimization of the benzene synthesis for radiocarbon dating*. Intern. Journ. App. Radiation and Isotopes, 26: 676-682.
- Teruggi, M. E., 1959. *Las arenas de la costa de Buenos Aires entre Bahía Blanca y Río Negro*. LEMIT, Serie II, 81, La Plata.
- Weiler, N. E., 1978. *Relevamiento geomorfológico y sedimentológico de la Hoja Topográfica 3963-29-2 IGM, Faro El Rincón*. Actas VII Cong. Geol. Arg. (Neuquén), T. II: 55-67, Buenos Aires.

Recibido: 26 junio, 1980.

J. O. CODIGNOTTO

Dpto. de Ciencias Geológicas
Ciudad Universitaria, Pabellón 2,
1428 Buenos Aires

E. LINARES

INGEIS y Dpto. de Cien. Geológicas
Ciudad Universitaria, Pabellón 2,
1428 Buenos Aires

M. C. ALBERO

F. E. ANGIOLINI

J. L. BALBUENA

INGEIS

Ciudad Universitaria, Pabellón 2,
1428 Buenos Aires

N. E. WEILER

Com. de Invest. Cient. Bs. Aires
Dpto. de Ciencias Geológicas,
Ciudad Universitaria, Pabellón 2,
1428 Buenos Aires